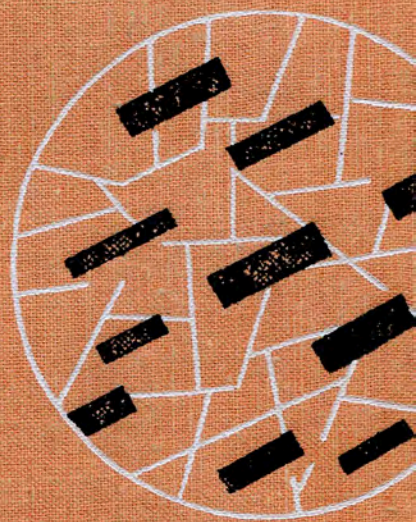


Г.М. САРАНЧИНА, Н.Ф. ШИНКАРЕВ

ПЕТРОГРАФИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ПОРОД



НЕДРА
1967

Г. М. САРАНЧИНА, Н. Ф. ШИНКАРЕВ

ПЕТРОГРАФИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ПОРОД

Под редакцией

чл.-кор. АН СССР проф.

Н. А. Елисева



Издательство «НЕ Д Р А»
Ленинградское отделение
Ленинград · 1967

Э
-
а
-
х
-
л,
-
у-
-
в
э-
у
ю
а-
я
к-
IX
X,
КО
О-
а,
ИХ
3

ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД.
Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф. Л., Недра, 1967 г., стр. 324.

Предлагаемая книга, написанная на основании многолетней разработки и проведения курса петрографии — петрологии в Ленинградском университете, обобщает материалы по изучению магматических и метаморфических пород. Главное внимание в ней уделено освещению вопросов геологии и физиографии названных образований и значению этих данных для понимания их генезиса и взаимосвязи в природе.

Кроме краткого введения, в котором рассматриваются задачи, методы и история развития петрографии, книга состоит из двух частей.

Первая часть посвящена изучению магматических горных пород. Здесь наряду с общей характеристикой химизма, минерального состава, текстур и структур приводится описание главных типов пород и обсуждаются вопросы их происхождения. В этой же части приведены основные положения геологии магматических тел, освещены теоретические основы магнообразования и связь магматизма с геологическим развитием земной коры.

Вторая часть работы посвящена описанию метаморфических и метасоматических пород и особенностей их образования. После общей характеристики метаморфических и метасоматических процессов дается обзор структур и текстур, вещественного состава и некоторых особенностей фазового равновесия. Далее приводится описание пород катакластического метаморфизма, автотемпературного метаморфизма, контактового и регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. В последней главе рассмотрены главные типы метасоматических пород (скарны, грейзены, вторичные кварциты, пропилиты и др.).

В книге учтены новые достижения в области петрологического анализа, проводимого в Советском Союзе и за рубежом. Она рассчитана на широкий круг специалистов геологического профиля, а также может быть использована для прохождения курса петрографии на геологических факультетах университетов и горных институтов.

Таблиц 30, иллюстраций 143, библиографий 328.

2-9-3
572-67

Галина Михайловна Саранчина, Николай Филиппович Шинкарев

Петрография магматических и метаморфических пород

Ведущий редактор *Т. М. Пономарева*
 Технический редактор *А. Б. Ящуржинская*

Корректор *И. М. Андреева*. Переплет работы художника *И. А. Гордона*

М-12417. Сдано в набор 17/V 1967 г. Подписано к печати 27/VII 1967 г. Формат бумаги 60×90¹/₁₆. Печ. л. 20¹/₄. Усл. л. 20,25. Уч.-изд. л. 21,98. Изд. № 46. Бумага № 1. Тираж 8000 экз. Заказ № 611. Индекс 1—4—1—Л

Издательство «Недра» Ленинградское отделение. Ленинград, Ф-2, ул. Ломоносова, 22. Ленинградская типография № 14 «Красный Печатник» Главполиграфпрома Комитета по печати при Совете Министров СССР. Московский проспект, 91.

Цена 1 р. 36 к.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Всестороннее изучение истории геологических событий требует хорошего знания горных пород, являющихся продуктами процессов, идущих в земной коре и мантии. Геологу, специализирующемуся в любой отрасли нашей науки, знание петрографии дает ключ не только к точной диагностике пород, но и позволяет корректировать и углублять полевые наблюдения.

В настоящей книге авторы ставили своей задачей рассмотрение материалов, собранных при изучении магматических и метаморфических пород. Осадочные образования не описываются как из-за ограниченного объема, так и вследствие специфических особенностей этих пород, требующих особого методического подхода к их исследованию.

В первой части книги, посвященной магматическим породам, сначала рассматриваются геологические данные о характере развития магматических пород в различных структурных зонах, оцениваются форма тел и типы магматической активности. Глава о геологии магматических образований учитывает положения основ генетической систематики интрузивных тел, разработанных академиком А. А. Полкановым. Авторы сознательно пошли по этому пути, ибо видят в ней не только морфологическую классификацию интрузий, но и большие возможности для правильной интерпретации условий их образования. В последующих главах излагаются сведения, характеризующие химизм, минеральный состав и структурно-текстурные особенности магматических пород.

Систематика и описание магматических пород подчинена их разделению на три крупных типа (ультраосновных — основных, кислых и щелочных — фельдшпатоидных), каждый из которых резко отличается не только своим составом, но и генезисом.

В описательной части дается необходимый материал по физиографии магматических пород; разделы, касающиеся их генезиса, представляют краткую сводку современных взглядов советских

и зарубежных исследователей по общим петрологическим вопросам.

Во второй части книги наряду с освещением химико-минерального состава и структурно-текстурных особенностей метаморфических пород произведено их петрографическое описание. В этом разделе авторы были вынуждены классифицировать породы по генетическим типам метаморфизма, и, следовательно, описанию пород предшествует характеристика условий их образования.

Предлагаемая книга представляет интерес для широкого круга специалистов геологического профиля, но не имеет характера всеобъемлющего справочника. Для желающих более полно узнать о некоторых редких типах пород и всесторонне разобрать многочисленные петрологические гипотезы в книге приведена литература. Авторы надеются, что данный труд, имея общее направление петрографической школы Ленинградского университета, учитывает современное состояние нашей науки и будет способствовать работе геологов.

Авторы выражают искреннюю благодарность доктору геолого-минералогических наук К. О. Кратцу за ценные указания при рецензировании монографии, сотрудникам кафедры петрографии Р. Н. Кочуровой, В. В. Лыгиной, А. А. Прияткину и Н. В. Котову за помощь в работе, а также доктору геолого-минералогических наук К. А. Шуркину и всем лицам, передавшим свои материалы для опубликования. В подготовке рукописи к печати принимали участие И. М. Пискижов, которому принадлежит большая часть фоторабот, З. Л. Ерофеева, Е. С. Фельдшера и В. Черный; авторы выражают им свою признательность.

ВВЕДЕНИЕ

§ 1. Задачи и методы петрографии

Петрография — это геологическая наука, всесторонне изучающая горные породы. Горные породы представляют собой самостоятельные геологические тела, сложенные минеральными агрегатами определенного химического состава и структурно-текстурных особенностей; следовательно, для полной характеристики горной породы необходимо изучить ее вещественный состав (химизм и минеральный состав), текстуру и структуру и ее геологические особенности. Такое изучение проводится для определения закономерностей возникновения и дальнейшей эволюции горных пород.

Формы залегания горных пород и их вещественный состав обусловлены геологическими процессами, в результате которых они образуются. Эндогенные процессы, т. е. процессы, связанные с внутренними силами Земли, приводят к образованию магматических (или изверженных) пород, которые могут формироваться как в глубинах Земли, так и на ее поверхности. Магматические породы, образовавшиеся в глубинах Земли, называются глубинными, или интрузивными; они подразделяются на абиссальные и гипабиссальные.

К магматическим породам, образовавшимся в условиях земной поверхности или на дне водных бассейнов, относятся излившиеся в жидком состоянии лавы (собственно эффузивные породы), выдавленные вязкие лавы и выброшенные в твердом состоянии продукты вулканических извержений. Главнейшими представителями последних являются вулканические туфы, имеющие широкое распространение на земном шаре. Все эти типы магматических пород получили название **экструзивных**.

Экзогенные процессы, к которым относится физическое и химическое выветривание, выпадение веществ из растворов, жизнедеятельность организмов и другие факторы литогенеза, приводят к образованию осадочных пород.

Наконец, к последнему типу относятся метаморфические породы, образующиеся при вторичных изменениях (= метаморфизме) ранее

существовавших осадочных или магматических пород. К факторам метаморфизма относятся режим температуры и давления, а также привнос и вынос веществ, ведущие к существенному изменению химизма исходного материала. Метаморфические процессы, идущие с изменением химического состава, называются метасоматическими, а возникшие породы — метасоматитами.

Соответственно с указанными процессами все горные породы подразделяются на три основных генетических типа: 1) магматические, или изверженные (интрузивные и экструзивные); 2) осадочные; 3) метаморфические (и метасоматические).

Изучение горных пород имеет важное практическое значение; достаточно указать, что большинство полезных ископаемых — железо и уголь, золото и строительные материалы, драгоценные камни и алюминийевые руды, нефть и редкоземельные элементы и другие — добываются из недр Земли и связаны с горными породами.

Процессы миграции элементов, приводящие к их концентрации и формированию месторождений полезных ископаемых, не случайны; они подчиняются закономерностям, определяемым химическими свойствами элементов — строением их атомов.

Химические элементы, связанные с ультраосновными — основными магмами и кислыми, различны; так, например, с ультраосновными и основными породами ассоциируют месторождения таких элементов, как Cr, Pt, Os, Jr, Ru, Rh, Pd, Ti, V, Fe, Ni и ряд других. Эти элементы часто образуют месторождения хромита, платины, титаномагнетитовых руд, сульфидных руд железа, никеля, меди. Рудные магмы, или сегрегации рудных минералов, основных и ультраосновных пород, сосредоточиваются нередко в глубинных частях массивов, создавая, например, так называемые донные залежи.

К кислым породам тяготеют месторождения Sn, W, Mo, Be, Li, Zn, Pb, Ag, Au и некоторых других элементов. Они часто образуются в пневматолитную и гидротермальную стадию магматического и постмагматического процессов. Указанные элементы сосредоточиваются в верхних — ашикальных — частях магматических тел или в экзоконтактовых зонах и жилах. Это объясняется тем, что названные элементы накапливаются в поздних продуктах дифференциации кислых магм, всегда обогащенных летучими компонентами.

Наряду с месторождениями, ассоциирующимися с магматическими породами, громадное количество полезных ископаемых приурочено к осадочным и метаморфическим породам. Во многих случаях горные породы непосредственно сами являются полезными ископаемыми, к ним относятся строительные камни, глины, представляющие сырье для огнеупорной и керамической промышленности, пески, использующиеся в стекольной промышленности, угли, горючие сланцы и др.

Указанное перечисление далеко не исчерпывает всего многообразия полезных ископаемых, связанных с горными породами

и лишь схематично указывает на то практическое значение, которое имеет петрография в промышленно-хозяйственной жизни.

Развитие петрографии, или петрологии, как можно назвать ее на современном уровне знаний, шло различными путями, соответственно которым вырабатывались различные методы петрографических исследований.

Методы петрографических исследований подразделяются следующим образом: 1) геологическое изучение горных пород в полевых условиях; 2) лабораторное изучение горных пород; 3) экспериментальное изучение горных пород; 4) теоретические обобщения.

Все указанные методы являются необходимыми для всесторонних петрогенетических исследований, и нужно умело сочетать их во всех современных исследованиях.

К геологическим методам относятся наряду с макроскопической характеристикой горных пород изучение форм залегания, определение возраста, взаимоотношений с окружающими породами, контактовых воздействий, процессов изменения, происходящих в них, и т. д. В последнее время при геологических исследованиях широко используется метод структурного изучения горных пород. К геологическим методам можно отнести и метод микроструктурного анализа, который, однако, требует соответствующей лабораторной обработки материала. Геологический метод является той необходимой основой, на которой должны базироваться все остальные исследования.

К лабораторным исследованиям относятся многочисленные методы, главнейшими из них являются следующие.

Микроскопический метод, основанный на применении поляризационного микроскопа и на кристаллооптическом анализе минералов горных пород, изучаемых в шлифах. Этот метод, введение которого явилось поворотным моментом в истории развития петрографических знаний, наиболее легок, удобен и точен. Он дает возможность изучать даже мельчайшие минеральные образования, невидимые простым глазом. В настоящее время ни одно геологическое исследование не обходится без микроскопического анализа. К микроскопическим методам относится также изучение минералов при помощи федоровского и иммерсионного методов, с помощью которых можно определять точные кристаллооптические свойства минералов и коррелировать их с химическим составом, а также методы микроструктурных и микрохимических исследований и др.

Химический анализ, являющийся одним из ведущих методов изучения горных пород, имеет особенно важное значение для неполнокристаллических магматических и многих осадочных пород, для которых метод микроскопического исследования не дает существенных результатов, так как минералы в них находятся в потенциальном состоянии (например, в вулканических стеклах) или же имеют чрезвычайно мелкие размеры (например, в глинах).

К лабораторным исследованиям относятся также рентгеноструктурный, спектральный и термический анализы, определение

абсолютного возраста, изучение термоядерного резонанса и многие другие.

Для изучения осадочных пород применяются особые способы исследования, главнейшими из которых являются разнообразные методы механического анализа (гидравлические, ситовые, центрифугирование), окрашивание, определение палеонтологических остатков, разделение на фракции электромагнитом, тяжелыми жидкостями и последующее изучение фракций. К особым методам следует отнести определение физических свойств горных пород — теплопроводности, электропроводности, сопротивления нагрузке, стиранию и т. п.

Экспериментальные исследования ведутся в специальных лабораториях. Особенно больших успехов эксперимент достиг в последние десятилетия благодаря возможности получения высоких температур и применению автоклавов и специальных бомб, в которых достигается большое давление. Экспериментальные исследования ставят своей задачей изучение фазовых равновесий минералов в процессе их кристаллизации и дальнейших превращений при остывании.

Эксперимент позволил не только и вскрыть многие процессы петрогенезиса, касающиеся кристаллизации минералов и горных пород, закономерностей дифференциации, влияния летучих компонентов и др. Являясь аналитическим методом, эксперимент представляет большую ценность еще и потому, что он часто служит строгим критерием правильности тех или иных научных представлений и теорий.

Теоретические обобщения, а также рабочие гипотезы являются необходимым звеном в познании каждой отрасли знания и, в частности, геологии и петрографии. Еще Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [1936, стр. 40] писал, что «...физиография горных пород не может и не должна быть самоцелью, а лишь необходимым орудием для получения твердой фактической базы для петрогенетических построений». Однако не следует увлекаться построением гипотез, не подтвержденных фактическим материалом: такие теории часто бесполезны или даже вредны. О значении фактов в познании писал крупнейший физиолог нашей страны акад. И. П. Павлов: «Как ни совершенно крыло птицы, оно никогда не могло бы поднять ее ввысь, не опираясь на воздух. Факты — это воздух ученого, без них вы никогда не сможете взлететь. Без них ваши «теории» — пустые потуги. Но изучая, экспериментируя, наблюдая, не превращайтесь в архивариусов фактов» (Техника — молодежи, 1935).

§ 2. Краткая история развития петрографии

История развития петрографии — петрологии — может быть схематично разбита на три периода:

1. Геологический период домикроскопической петрографии (длвшийся до первой половины XIX в.).

2. Физиографический период описательной петрографии (вторая половина XIX и начало XX века).

3. Период аналитического направления в петрографии — петрология.

1. Геологический период домикроскопической петрографии. В этот период петрография еще не обособилась в отдельную отрасль знаний; ее развитие определяется развитием геологии.

Основоположителем геологии, минералогии и петрографии в России является М. В. Ломоносов, с именем которого неразрывно связана история русской науки. Среди главнейших научных идей М. В. Ломоносова в области геологии можно упомянуть следующие: 1) представление о длительности геологического времени, о развитии Земли и о вечной изменяемости природы; 2) установление разнообразных путей происхождения горных пород и минералов: некоторые из них возникают «из недр земных», вторые при процессах разрушения — выветривания (например песок), третьи выпадают из растворов, четвертые могут иметь органогенное происхождение (угли, торф, янтарь), пятые могут возникнуть при преобразовании предыдущих. М. В. Ломоносов писал также о различных способах образования гор, о связи вулканизма с горообразованием, о парагенезисе минералов, являющихся поисковым признаком руд («указателем к великим сокровищам»), о принципе актуализма в геологии [Ломоносов, 1763, 1949]. М. В. Ломоносов положил начало экспериментальным исследованиям, им лично было произведено более 4000 опытов по синтезу стекла.

Важное значение геологических работ М. В. Ломоносова в формировании общего мировоззрения передовых ученых XVIII и XIX вв. объясняется правильным подходом к изучению явлений природы с точки зрения развития и изменяемости Земли, а также взаимосвязи геологических процессов друг с другом. Ценность работ М. В. Ломоносова обусловлена также рациональным методом исследования — от изучения фактов к теории, от теории к практической деятельности. «Из наблюдений устанавливать теорию, через теорию исправлять наблюдения», — так писал М. В. Ломоносов почти двести лет тому назад. Последователями М. В. Ломоносова, внесшими большой вклад в дело развития геологии, минералогии и петрографии в России, являлись В. М. Севергин (первый научный труд которого посвящен «составу и образованию базальта, или столбчатого камня»), Д. И. Соколов, Н. И. Кокшаров, Н. Я. Озерецковский, Н. И. Ленехин, Н. П. Рычков и др.

Нижеперечисленные зарубежные ученые сыграли значительную роль в развитии геологии — петрографии. Ляйель в 1825 г. писал о принципе актуализма в геологии. Англичанин Хёттон (Hutton) впервые указал, что наряду с осадочными и магматическими породами существуют метаморфические, возникшие в результате «внутреннего жара Земли». Он же дал представление об изостазии и геотермическом градиенте.

Чарльз Дарвин в 1841 г., наблюдая обогащение нижних частей базальтового потока оливином на одном из островов вблизи

Шотландии, высказал предположение о гравитационной дифференциации, благодаря которой возникает разнообразие горных пород.

Французский геолог Кокан [Coquand, 1857] дал обоснованную генетическую классификацию горных пород, которая в общих чертах принята и в настоящее время.

Немецкий исследователь Котта [Cotta, 1852], указывая на повсеместное распространение базальтовых лав на земном шаре, высказал предположение, что земная кора находится на базальтовом субстрате. Крупными геологами этого периода являлись также Кордье (Cordier), Леонард (Leonhard), Дюроше (Durocher), Науманн (Naumann) и многие другие [Левинсон-Лессинг, 1936].

В первый период развития петрографии применялись главным образом натуралистические методы — определение горных пород и минералов при помощи лупы и паяльной трубки, определение их твердости, удельного веса; затем начинается химическое изучение горных пород и зарождается эксперимент (работы М. В. Ломоносова, А. М. Карамышева). В это время уже возникают некоторые теоретические построения, например, выдвигаются гипотезы о причинах разнообразия горных пород и создаются генетические классификации горных пород, процессов метаморфизма и т. д.

В течение домикроскопического периода петрографией был собран громадный фактический материал по описанию горных пород, на основании которого были выдвинуты многие теории, претерпевшие в дальнейшем некоторые изменения, но не потерявшие своего значения и по сей день.

Физикографический период описательной петрографии связан с введением в петрографию микроскопического метода исследования горных пород и минералов. Некоторые исследователи считают, что петрография как самостоятельная наука вообще зародилась лишь после введения этого метода. Началом микроскопического периода развития петрографии формально считается 1858 г., который соответствует выходу в свет работы английского ученого Сорби [Sorby, 1858]; однако поляризационный микроскоп стал твердо входить в практику петрографа лишь в 70-х годах прошлого столетия. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [1936] указывал, что рубежом между домикроскопической и микроскопической петрографией правильней считать не год выхода работы Сорби, а год появления классической работы Циркеля [Zirkel, 1870] о составе и структуре базальтов, которая наглядно показала все преимущество микроскопического метода для изучения мелкозернистых и афанитовых пород, не поддающихся определению при помощи лупы.

К этому периоду относится выход капитальных руководств по петрографии с широким применением микроскопического метода исследования минералов и горных пород. В России курсы микроскопической петрографии читались в Санкт-Петербургском университете проф. А. А. Иностранцевым и в Горном институте А. П. Карпинским и И. В. Мушкетовым. Ими же были в 1867—1868 гг. опубликованы первые учебники по петрографии.

В 1873 г. в Германии появилась работа Циркеля «Микроскопические свойства минералов и горных пород», в 1873 г. первый том учебника Розенбуша [Rosenbusch, 1873] «Микроскопическая физиография порообразующих минералов» и в 1877 г. второй том учебника «Микроскопическая физиография массивных горных пород». В 1879 г. подобные же работы Фука и Мишель-Леви появляются во Франции.

В конце прошлого столетия академиком Е. С. Федоровым был создан и разработан новый метод микроскопического исследования, названный им теодолитным и получивший впоследствии название федоровского. Этот аналитический метод дает возможность на основании измерения точных кристаллооптических констант минералов определять их химический состав. Особенно важное значение федоровский метод имеет для определения минералов, представляющих собой изоморфные смеси; к ним прежде всего относятся такие важные порообразующие минералы, как плагиоклазы, калиево-натровые полевые шпаты, оливины, пироксены и ряд других.

В конце XIX в. в России были опубликованы труды А. П. Карпинского, Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, А. А. Иностранцева, Е. С. Федорова, В. И. Вернадского и др. В это же время окончательно оформилась русская петрографическая школа.

А. П. Карпинский наряду с известными геологическими исследованиями много внимания уделял петрографическому описанию кристаллических пород, вопросам кристаллизации минералов из магмы и процессам метаморфизма.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг подробно разработал систематику магматических горных пород на основе их химического состава. Сопоставляя различные породы земного шара, он пришел к выводу, что образование магматических горных пород связано с кристаллизацией двух родоначальных магм — кислой и основной. Кислая магма соответствует гранитной, основная — близка по составу к базальтам. При различных преобразованиях этих магм — при процессах дифференциации, ассимиляции, гибридизма — произошло все многообразие магматических горных пород.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг занимался исследованием ряда петрографических провинций СССР, вопросами генезиса гранитов, механизма интрузий, вулканизма и др. По его инициативе проводились экспериментальные работы по изучению как естественных горных пород, так и технического камня. К этому периоду относятся и другие экспериментальные работы, например исследования А. А. Иностранцева по доломитизации, К. Д. Хрущева, Лемберга, Тугута по кристаллизации различных минералов; В. И. Вернадский занимался исследованием минералов группы силлиманита, что дало возможность выяснить роль алюминия в силикатах. Изучению роли минерализаторов в процессе кристаллизации посвящены работы Лагорио, Фука, Мишель-Леви, Добре и др. С середины 90-х годов прошлого столетия была значительно усовершенствована аппаратура для экспериментальных исследований и, кроме того, крупные

успехи были достигнуты в области физической химии. В это время производятся многочисленные исследования как в России, так и за рубежом.

В России проводились экспериментальные работы в г. Юрьеве (Тарту) и в Петербургском политехническом институте Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом, А. С. Гинзбергом, П. И. Лебедевым, Д. С. Белянкиным, С. Ф. Жемчужниковым, Н. В. Култашевым и др. За рубежом особенно ценные исследования фазовых отношений породообразующих минералов проводят Боуэн, Андерсен, Морей, Феннер и др. Все эти работы заложили основу для углубленного физико-химического изучения процессов петрогенезиса.

3. П е р и о д а н а л и т и ч е с к о г о н а п р а в л е н и я п е т р о г р а ф и и — п е т р о л о г и и. Начало этого периода относится к 20-м годам XX в. В этот период методы исследования становятся аналитическими. Появляется целый ряд таких методов, которые позволили по-новому подойти к изучению горных пород.

В области полевых исследований находит широкое применение метод структурного и микроструктурного анализа. В Германии метод структурного анализа был разработан Клоосом в 1918—1919 гг. В Советском Союзе структурные исследования развивались А. А. Полкановым, Н. А. Елисеевым и их последователями. Структурные исследования помогли решению многих петрогенетических проблем, а также явились весьма ценными для решения практических задач, связанных с поисками и разведкой полезных ископаемых. Немецкие петрографы Зандер [Sander, 1911] и Шмидт [Schmidt, 1932] использовали основные идеи Беккера и Е. С. Федорова, развили их и детально разработали метод микроструктурного анализа, внедрив его в практику геологических и петрографических работ.

Метод микроструктурного анализа является аналитическим методом, вскрывающим закономерности возникновения анизотропии в строении горных пород. Этот метод требует как соответствующих наблюдений в поле, так и последующей обработки материала с помощью федоровской методики.

В этот период совершенствуется методика лабораторных исследований. При помощи специальных приборов (счетных столиков, пущинтеграторов) устанавливается количественно-минералогический состав пород; иммерсионный и федоровский методы помогают определять точный химический состав минералов и особенности их внутреннего строения (например, степень триклинности и упорядочения кристаллической решетки). Рентгеноструктурный анализ позволил вскрыть причинные зависимости между внутренним строением, химизмом и свойствами минералов. Кроме того, он дал возможность наряду с термическим анализом изучить такие тонкодисперсные породы, величина составных частей которых меньше 0,001 мм (например, глины).

Широкое развитие в рассматриваемый период приобретают экспериментальные исследования, которые проводились и в XIX в., но лишь позднее благодаря усовершенствованию техники и успеш-

ному развитию физической химии приобрели решающую роль в изучении горных пород.

За рубежом экспериментальные исследования, имеющие важное значение для выяснения петрогенетических проблем, проводились Боуэном, Феннером, Горансоном, Шерером, Мервином, Грейгом, Ранкиным, Таттлом, Фридманом, Йодером, Тилли, Гиллинхемом, Осборном и многими другими. Большие успехи в деле развития экспериментальных работ должны по праву принадлежать коллективу ученых геофизической лаборатории Карнеги в Вашингтоне. Ими изучено большое количество многокомпонентных систем, имеющих важное петрогенетическое значение.

Законы физической химии и учение о гетерогенном равновесии широко используются в последнее время в области петрографии, минералогии, учении о полезных ископаемых и родственных науках.

Как указывает В. С. Соболев, три крупнейших открытия второй половины XIX и начала XX века резко изменили подход к изучению минералов и горных пород. «... Первое и важнейшее из них, названное Ф. Энгельсом научным подвигом, это открытие великим русским ученым Д. И. Менделеевым замечательного закона природы — периодического закона элементов, ставшего главным компасом всех дальнейших исследований как в самой химии, так и в смежных с ней областях» [Соболев, 1949, стр. 3]. Периодический закон Д. И. Менделеева был положен в основу геохимии — «химии Земли», как назвал ее В. И. Вернадский. В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман, А. Н. Заварицкий, В. М. Гольдшмидт и другие исследователи обобщили накопленный материал о поведении химических элементов и минералов и вскрыли в нем много важных закономерностей. Второе — это открытие метода рентгеноструктурного анализа кристаллов. Наконец, третье открытие, которое связывают с именем Д. П. Коновалова, Вилларда, Гиббса, Н. С. Курнакова — это учение о гетерогенных равновесиях.

На основе полевых геологических данных и экспериментальных исследований создаются крупные теоретические обобщения, оказывающие большое влияние на развитие петрографии. К их числу относится сравнительно ранняя работа Боуэна [Bowen, 1928] «Эволюция изверженных пород», в которой на основе выведенных реакционных серий породообразующих минералов обсуждаются вопросы происхождения разнообразных пород путем фракционной дифференциации базальтовых магм.

Фундаментальным исследованием метаморфических пород явилась работа Эскола [Eskola, 1915, 1920], впервые сформулировавшего принцип метаморфических фаций.

Оригинальные работы, освещающие генезис пород, были созданы А. Н. Заварицким, В. А. Николаевым, Д. С. Коржинским.

Особое значение для анализа природных процессов имеют начавшиеся с пятидесятих годов текущего столетия экспериментальные работы по изучению систем с летучими компонентами при больших давлениях. Эти опыты расширили наши представления о механизме

кристаллизации силикатных расплавов и позволили оценить роль фазовых превращений минералов при различных давлениях. Первое экспериментальное исследование такого типа было выполнено в 1949 г. Боуэном и Таттлом для системы $MgO-SiO_2-H_2O$ [Tuttle, Bowen, 1949]. Оно дало возможность установить закономерность минеральных парагенезисов в ультраосновных породах в связи с давлением водяного пара и по-новому подойти к проблеме генезиса ультрабазитов.

Наиболее существенный вклад в развитие петрологических знаний внесли две работы, обобщающие результаты физико-химических исследований горных пород и близких к ним синтетических систем. Первая из них, опубликованная Боуэном и Таттлом в 1958 г. [Tuttle, Bowen, 1958], посвящена проблеме генезиса гранитов. Вторая, написанная Йодером и Тилли [1965], освещает проблему происхождения основных магм.

Приведенные в названных работах сведения (в сочетании с новыми геологическими и геофизическими данными) значительно пополняют наши знания о процессах магмообразования на больших глубинах и позволяет приблизиться к пониманию причин разнообразия магматических расплавов и изверженных горных пород.

В заключение следует отметить значение методов исследования в истории развития петрографии. Каждая естественноисторическая наука, и в частности петрография, имеет ряд периодов в своем развитии; вначале это чисто описательная ступень, когда собирается обширный эмпирический материал, обработка которого производится главным образом натуралистическими методами — дается описание морфологических свойств горных пород и минералов; исследования производились главным образом при помощи лупы и т. п. Затем методы становятся более совершенными, переходят в аналитические, позволяющие производить анализ и далее, на основании его, синтез. Анализ и синтез позволяют вскрывать причинные связи между явлениями, устанавливая законы развития.

В каждой из перечисленных наук можно указать определенные моменты — революционные повороты в развитии, — связанные всегда с внедрением новых методов, которые ставят данную отрасль знаний на новые рельсы, способствуют ее широкому развитию и позволяют отбросить старые, неверные положения, часто тормозящие дальнейшее развитие. В петрографии к таким поворотным моментам следует отнести введение в изучение горных пород поляризационного микроскопа, а далее, в текущем столетии, ряда упомянутых выше аналитических методов и главным образом экспериментальных исследований; они позволяют в настоящее время поднять петрографию «... на ту более высокую ступень, на которой накопленный точный эмпирический материал получил свое теоретическое объяснение...», то есть на ту ступень, которая получила ныне узаконенное новое и справедливое наименование «петрологии» [Полканов, 1940]. Таким образом, применение точных аналитических методов и теоретические построения, базирующиеся на них, дают право считать в настоящее время петрографию точной наукой и называть ее петрологией.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

**МАГМАТИЧЕСКИЕ
ПОРОДЫ**

Глава I. ГЕОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ

§ 3. Основы генетической классификации

Геологическое разделение магматических пород основано на глубине их формирования. Соответственно этому выделяют глубинные — интрузивные — образования и вулканические — экструзивные. Переходным типом магматических горных пород являются гипабиссальные тела, обладающие самостоятельной геологической и в ряде случаев петрографической характеристикой. В учебниках петрографии сравнительно мало внимания уделялось вопросам геологии магматических тел и генетической классификации их форм залегания. Разделение в пределах интрузивных и экструзивных пород производится обычно по особенностям морфологии или по отношению контактной поверхности глубинных тел к структуре вмещающих пород. Так, например, один из видных американских исследователей Дэли выделяет среди интрузивных образований две группы: 1) инъецированные тела, целиком окруженные вмещающими породами, за исключением узкого питающего канала, и 2) сквозные. Эти тела представляют собой образования типа батолитов, расширяющиеся книзу и, как их характеризовал Зюсс, «уходящие на вечные глубины».

В первой группе Дэли выделяет согласные и несогласные интрузии. Согласные интрузии характеризуются тем, что они внедрились вдоль плоскостей слоистости, сланцеватости или по плоскостям несогласия (силлы, лакколиты, лополиты, факолиты и др.). К несогласным телам относятся дайки и кольцевые дайки, некки, гарполиты; к сквозным телам — батолиты и штоки [Дэли, 1936].

Классификация Дэли, а также классификации, приведенные в других учебниках, исходят из разделения форм залегания магматических тел на основании какого-либо формального признака,

например морфологических особенностей или отношения к структуре вмещающих пород [Лучицкий, 1949; Лодочников, 1956; Левинсон-Лессинг, 1939]. Ни одна из названных классификаций не рассматривает формирование магматических тел в процессе их развития от продвижения магмы из глубинных зон в земную кору до размещения в ней и не пытается установить, в результате каких сил и геологических процессов возникла та или иная форма интрузивных тел.

Лишь после применения структурного анализа стало возможным судить о направлении поступления магматического расплава в данный участок земной коры, о форме и внутреннем строении интрузии, о поведении вмещающих пород во время и после интрузивной деятельности. Анализ обширного фактического материала, собранного при структурных исследованиях, и критический пересмотр старого эмпирического материала позволил выдвинуть основные положения новой генетической систематики магматических тел.

Эта классификация ставит своей целью установить генетические связи между особенностями форм залегания магматических тел и причинами их возникновения. Впервые Клоосом было показано, что «каждое магматическое тело отражает состояние равновесия между внутренними силами магмы и сопротивлением, или противодействием вмещающих пород» [Cloos, 1936]. В дальнейшем основные положения генетической систематики интрузивных тел развивались и дополнялись А. А. Полкановым [1945, 1946, 1947, 1953]. В настоящее время указанная классификация известна под названием генетической систематики интрузивных тел Клооса — Полканова. В ее основу положена генетическая зависимость между формами залегания магматических тел, во-первых, от активности самой магмы и, во-вторых, от строения и кинематики вмещающих пород (рамы).

Активность внутрикоровой магмы * может быть обусловлена различными процессами, главнейшие из которых перечислены ниже.

1. Активность, связанная с химическим действием магмы. Эти эндогенные силы проявляются в тех случаях, когда богатая летучими компонентами легкоподвижная магма реагирует с вмещающими породами, инъецирует, пропитывает и замещает их на периферии зоны плавления. В результате химической активности в глубинных зонах орогенных поясов образуются мигматиты различных типов и граниты метасоматического генезиса. Последние образования будут тем более резко проявлены, чем меньше область возникновения расплава подвержена воздействию орогенических движений, стремящихся выжать расплав.

2. Активность, связанная с силами гравитации, вызываемая разностью между плотностью магматической массы и вмещающих пород. С этим типом активности магмы связано не только ее перемещение и образование мигма- и диапир-плутонов, но в процессе

* Внутрикоровая магма противопоставляется подкоровой, расположенной в более глубоких зонах Земли.

движения магмы происходит ее гомогенизация путем «фильтрации» расплава из нерасплавленного кристаллического материала» [Лейси, 1963].

3. Активность, связанная с гидростатическим давлением, благодаря которому магма приобретает механическую активность и поднимается в более высокие горизонты земной коры. К интрузивным образованиям, в формировании которых важную роль играет гидростатическое давление, относятся, например, силлы и лакколиты.

4. Активность магмы, связанная с нарушением фазового равновесия в газовой-жидком магматическом расплаве. Магматические тела, формирование которых обусловлено этим фактором, располагаются в верхних горизонтах земной коры, где в связи с уменьшением давления происходит вскипание газовой фазы и взрыв. К телам подобного типа относятся трубки взрыва, или диатремы.

Можно упомянуть еще одну форму активности магмы, связанную с конвекционным движением, которое является основной формой даже для подкоровых расплавов [Виноградов и Ярошевский, 1965]. Лейси [1963] приводит данные, показывающие, что уже незначительное различие в температурах краевой и центральной частей диапира вызывает значительное осевое движение материала.

Разделение активности магмы на вышеперечисленные типы в известной степени условно, так как проявление указанных типов активности может происходить одновременно, лишь с неодинаковой степенью интенсивности. Активность магмы проявляется обычно с различной интенсивностью на различной глубине. Наиболее глубинными являются мигма- и диапир-плутоны, связанные с химической активностью магмы и отчасти с силами гравитации. Среднее положение занимают те интрузии, размещение которых зависит от гидростатического давления магмы. Глубина заложения магматических тел, образование которых связано с нарушением фазового равновесия, составляет от 300 м до 1,5 км [Милашев, 1964].

Структура и кинематика вмещающих пород (наряду с активностью магмы) оказывает существенное влияние на формы залегания интрузивных тел. Структура и тип кинематики различны для областей кратогенов и орогенов (Kober, 1921).

К кратогенам относятся платформы и щиты, представляющие собой малоподвижные жесткие глыбы, испытывающие главным образом вертикальные перемещения. Структура кратогена может быть одноярусной (щиты), двухъярусной, многоярусной (платформы). Типы кинематики кратогена могут быть связаны с расколами регионального характера и движениями вдоль них отдельных частей земной коры или с образованием валлообразных поднятий типа антеклиз, в результате чего возникают растяжения свода, вызывающие глубокие радиальные разрывы. В областях кратогенов расколы являются единственными путями, по которым поступает магма из глубин Земли.

К областям орогена относятся складчатые пояса, обладающие сложным строением и характеризующиеся не только вертикальными,

но и интенсивными тангенциальными перемещениями земной коры. Интрузии складчатых областей А. А. Полканов разделяет на *доорогенные*, *синорогенные*, одновременные с орогенезом, и *посторогенные* (посторогенные). Такое разделение связано с различием кинематики и тектоники орогенной зоны в указанные периоды ее эволюции.

Магматическая деятельность доорогенного характера возникает как реакция на перемещение подкоровых масс и одновременного с этим значительного растяжения земной коры. В этот период «...раскрываются глубокие трещины и погружаются грабены» [Краус, 1963].

Во время последующего орогенеза (складчатости) доорогенные интрузии сильно деформируются и метаморфизуются, что очень затрудняет их исследование. Обычно доорогенные интрузии вовлекаются в складчатые движения как твердые, полностью закристаллизованные тела, образуя так называемые «мертвые» плутоны, в которых часто не сохраняются первичные структура и элементы залегания.

Синорогенные интрузии характеризуются согласным или почти согласным залеганием в структурном плане вмещающих пород, образуя продольные тела, вытянутые вдоль простирания складчатых цепей. Названные интрузии формируются при активном воздействии рамы, что обуславливает анизотропию их строения и развитие гнейсовых структурных фаций. Синорогенные интрузии нередко бывают приуроченными к ядрам синклинальных и антиклинальных складок, образуя бескорневые тела типа офиолитов.

Посторогенные интрузии образуются в условиях, когда уже сформирован основной план тектонической структуры орогенного пояса. Дальнейшие тектонические напряжения приводят к разрывам складчатых цепей и формированию так называемых «поперечных» плутонов. Тела этого типа формируются при относительной пассивности рамы и характеризуются обычно неизменностью первичного состава пород и отсутствием деформаций.

Тип кинематики различен для орогенных областей с геосинклинальной подготовкой и без нее. Области без геосинклинальной подготовки нередко называют геоантиклиналями, или «позитивными областями». Они характеризуются слабой дифференцированностью движений, меньшим масштабом осадконакопления, своеобразным «набором» фаций осадочных пород и специфичным проявлением магматизма.

Кинематика доорогенного периода как в геосинклиналях, так и в геосинклиналях сходна в общем с кинематикой кратогенов, отличаясь в основном большей глубиной погружения в геосинклинальных областях. В наибольшей степени отмечается различие в кинематике для геосинклинальных и геоантиклинальных областей в синорогенный период развития. В областях без геосинклинальной подготовки кристаллический цоколь реагирует на тектонические напряжения, как твердая среда, и дает расколы; вышележащие осадочные образования деформируются пластически.

Если в указанный период возникает интрузивная деятельность, то размещение магмы в нижнем ярусе и характер строения возникающих магматических тел зависят от кинематики жестких глыб кристаллического цоколя. Если магма вовлекается в вышележащий осадочный покров, то форма интрузивных образований и другие их особенности зависят от характера пластических деформаций покрова. Эндогенные силы самой магмы в этот период обычно мало влияют на формирование интрузий, хотя активность магмы резко увеличивается при возрастании объема магматической массы.

В областях с геосинклинальной подготовкой кинематика кристаллического цоколя и покровных образований верхних ярусов становится универсальной. Это связано с тем, что породы кристаллического цоколя, подвергаясь явлениям ультраметаморфизма, приобретают пластичность и, реагируя на тектонические напряжения, испытывают, так же как и покров, пластические деформации. Способ проникновения магмы в земную кору в рассматриваемых областях еще недостаточно ясен. По-видимому, он может быть объяснен погружением геосинклинального трога в глубинные зоны с сопутствующим проникновением магмы в земную кору [Полканов, 1947].

В позднеорогенный, или посторогенный, период могут осуществляться как вертикальные, так и тангенциальные движения земной коры. В первом случае кинематика в общем сходна с таковой для кратогенов. В случае тангенциальных движений осуществляется так называемый эшейрофорез, который вызывает разрывы старых складчатых систем. Магматические тела, образованные в этот период, секут структуры складчатых сооружений, обуславливая образование типичных «поперечных» плутонов.

Наряду с основными принципами, положенными в основу разделения магматических тел, выделяется еще ряд дополнительных особенностей, необходимых для их полной характеристики. Так, например, интрузивные тела разделяют по глубине их залегания на плутоны (являющиеся абиссальными образованиями) и субвулканы (гиабиссальные тела, имеющие связь с дневной поверхностью); по размерам (тела первой, второй и третьей величин), по геологической значимости, по типу строения, положению в пространстве, а также по многим другим признакам [Елисеев, 1953; Полканов, 1945, 1946, 1947].

§ 4. Интрузии кратогенов

Разнообразная форма интрузий кратогена связана с типом расколов, геолого-тектоническим строением данной области и активностью магмы. Среди них можно выделить два основных типа: интрузии расколов и интрузии, связанные с активными силами магмы.

Интрузии расколов (дайки и модифицированные трещинные интрузии). Дайки являются одной из распространенных форм интрузивных тел кратогенов. Эти тела имеют большое вертикальное и горизонтальное протяжение, значительно превышающее их мощность.

Размеры и конфигурация даек, состав слагающих их пород и прочие особенности могут сильно варьировать.

Наиболее крупной дайкой, связанной с заполнением магмой регионального сброса, является так называемая Великая Дайка в Родезии (Восточная Африка). Длина ее равна 500 км при мощности от 3 до 12 км. Она сложена основными — ультраосновными породами, ассоциирующимися в линзовидно-полосатых текстурах.

Сходным образованием такого же типа является дайка в Кливленде (Великобритания), длина которой равна 175 км. В других

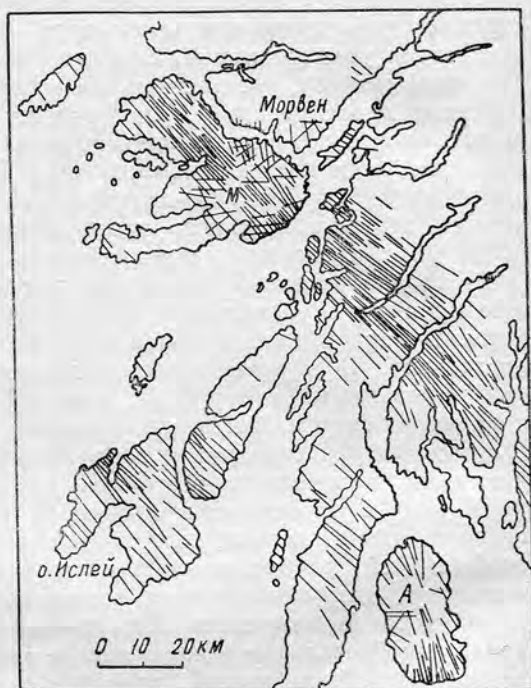


Рис. 1. Карта системы даек в Западной Шотландии.

М — фокус системы даек на о. Мулл; А — фокус системы даек на о. Арран.

районах мощность даек небольшая, но они весьма многочисленны и имеют первостепенную геологическую значимость, например, групповые дайки (рои) северо-западных островов Великобритании (рис. 1). Большой интерес представляют собой дайки, заполняющие разрывы флексурных трещин, в качестве примера можно привести дайки габбро-долеритов, секущие породы формации Кару в Южной Африке. Наряду с приведенными выше примерами крупных даек и групп даек, в природе широко развиты и более мелкие дайки, мощность которых незначительна.

Типичные дайки образуются при относительно пассивном заполнении магмой трещинной полости. В других случаях (в зависимости от активности магмы или неспокойной тектонической обстановки) форма первоначально трещинной интрузии усложняется.

Хонолиты представляют собой интрузивные тела неправильной формы, нередко включающие блоки вмещающих пород. Примером интрузивного тела, близкого к хонолиту, является плутон габбро-лабрадоритов Волыни [Полканов, 1939]. Близка к этому типу интрузия Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. Она имеет сложный состав и сформировалась в три фазы интрузивной деятельности в условиях значительной активности рамы. В первую интрузивную фазу по наклоненной на запад трещине внедрилась интрузия перидотитов — габбро — пуласкитов. Площадь этой интрузии равнялась

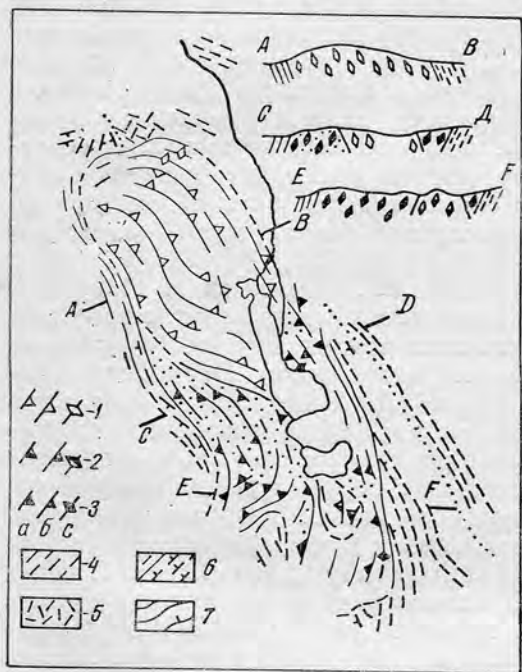


Рис. 2. Структурная схема массива Гремяха-Вырмес (по А. А. Полканову и Н. А. Елисееву).

1 — щелочные граниты; 2 — нефелиновые сиениты; 3 — габбро-сиениты (точки — сиениты); 4 — гнейсо-граниты; 5 — граниты; 6 — гиперстеновые гнейсо-диориты; 7 — гранатовые гнейсы. Углы падения полосчатых и гнейсовых текстур: а — 5—45°; б — 50—85°; в — 90°.

первоначально около 2×14 км. Во вторую фазу внедрились нефелиновые сиениты, и вследствие активного воздействия внедряющейся магмы магматическая камера увеличилась в поперечнике до 5 км. В третью фазу интрузивной деятельности в северной части плутона внедрилась интрузия щелочных граносиенитов (нордмаркитов) — щелочных гранитов. В настоящем виде интрузия имеет площадь 7×20 км (рис. 2). В состав указанных комплексов входит большое разнообразие пород, в формировании которых существенную роль играли процессы глубинной дифференциации, дифференциация *in situ*, и меньшее значение имели метасоматические процессы [Полканов, Елисеев, 1941].

Интрузии, связанные с активностью магмы. Одной из главных форм активных сил магмы, по А. А. Полканову, является ее гидростатическое давление; в результате такой активности образуются

многочисленные интрузии. Они формируются обычно в верхних горизонтах земной коры и имеют гипабиссальный характер. Эти тела разделяются на согласные, внедрившиеся вдоль плоскостей слоистости, по границе несогласий, и несогласные, секущие структуру вмещающих пород.

С о г л а с н ы е и н т р у з и и. Силлы представляют собой горизонтальные или пологозалегающие тела, ограниченные плоскопараллельными контактами, иногда нарушенные раздувами. Не всегда можно установить, с какими типами кинематики земной коры связано образование даек, питающих силлы. В провинции Кару (Южная Африка) питающими каналами являются флексурные трещины. Для трапсов Сибири В. С. Соболев устанавливает нарушения, связанные с поднятиями. В районе г. Норильска питание силлов связано с трещинными интрузиями синклинальных депрессий (по В. К. Катульскому); Ф. Ю. Левинсон-Лессинг считал, что образование больших интрузивных пластов может быть связано с опусканием подошвы. Нередко питающий канал силлов проходит по сбросу. Силлы очень часто распространяются вдоль плоскостей стратификации или по ослабленным горизонтам.

Площадь силлов обычно очень велика, например, для Сибирской платформы она достигает десятков тысяч квадратных километров. Здесь геологическая значимость силлов среди других интрузивных тел играет первостепенную роль. В провинции Кару силлы распространены на площади 570 000 км² (Дю-Тойт, 1920). Силлы могут быть простыми и сложными по составу, однофазными и многофазными. В преобладающем большинстве случаев силлы сложены породами основного ряда, но происходящая дифференциация в некоторых случаях может обусловить появление кислых и других дериватов.

Лополиты по своей природе, составу и типу кинематики близки к силлам. От последних они отличаются тем, что в средней части имеют вогнутую поверхность, напоминая гигантскую чашу с отношением мощности к диаметру примерно как 1 : 10. Лополиты приурочены к огромным синклинальным депрессиям платформ. Можно предположить, что лополиты являются стадией эволюции силлов в случаях повышенной механической активности магмы. По размерам лополиты приближаются к телам первой величины. Крупнейшими образованиями такого рода являются лополит Бушвелда (Восточная Африка) площадью 30 000 км², лополит Дьюлус (штат Миннесота), равный 38 000 км² и лополит Сёдбери (штат Онтарио) площадью 30 000 км². Лополиты сложены комплексом основных — ультраосновных пород; резко подчиненное значение в их строении имеют кислые разности, например гранофиры.

Лакколиты и бисмолиты представляют собой тела сравнительно небольших размеров, однако геологическая значимость их в отдельных районах может быть большой (например, в альпийском кратогене Северного Кавказа, район Минеральных Вод).

Лакколиты — куполообразные тела, имеющие плоское основание и выпуклую поверхность (рис. 3). Это типичные гипабиссальные

интрузии, образующиеся в формациях верхнего структурного яруса или на границе первого и второго ярусов. В последнем случае возникают межформационные лакколиты, дискордантные по отношению к структуре нижележащих пород.

Бисмолиты представляют собой модифицированные лакколиты, верхняя часть которых поднята вверх вследствие активных сил магмы. Кровля бисмолитов часто бывает осложнена взбросами. Лакколиты и бисмолиты в противоположность силлам и дололитам обычно бывают сложены вискозными породами кислого состава.

Несогласные интрузии. *Центральные интрузии кольцевого строения* являются примерами несогласных интрузивных тел, формирование которых связано с эндогенными силами магмы. Обычно они представляют субвулканы.

Периферические кольца центральных интрузий являются наиболее древними и пересекаются более молодыми. Нередко между

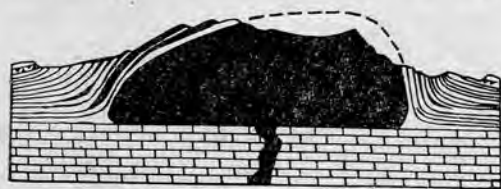


Рис. 3. Лакколит трахитов (черное) в породах мезозойского возраста (схема).

отдельными кольцевыми интрузиями находятся так называемые «барьеры» вмещающих пород. Наиболее типичным образованием такого типа геологических тел является Хибинская интрузия кольцевого строения (см. § 60). Примеры центральных интрузий и кольцевых даек многочисленны. Характерными из них являются кольцевые дайки островов Великобритании. На о. Мулл кольцевая дайка фельзита мощностью около 400 м образует почти непрерывный кольцевой выход (рис. 4). С этой дайкой ассоциирует значительное количество простых и сложных по составу более мелких кольцевых даек, отделенных друг от друга барьерами вмещающих пород. Кольцевые дайки полуострова Ардмёрчен имеют более сложный состав и образуются вокруг трех интрузивных центров.

Пермские интрузии Центрального Казахстана, представленные субщелочными гранитами и их гипабиссальными разновидностями, нередко имеют кольцевое строение и сопровождаются кольцевыми дайками (рис. 5). Для них, как и для других интрузий центрального типа, характерно многократное внедрение магмы, однако по составу породы различных фаз весьма близки [Перекалина, 1959, 1962].

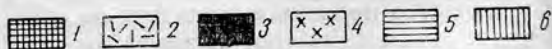
К интрузиям центрального типа относятся массивы ультраосновных и щелочных пород каледонского возраста Кольского полуострова и Северной Карелии. Внутреннее строение массивов характеризуется присутствием ряда конических тел, представляющих самостоятельные фазы внедрения. В процессе эволюции состав отдельных порций магматического расплава изменяется от ультраосновного до щелочного [Кухаренко и др., 1965].

Рассматриваемые образования представляют собой обычно тела третьей величины и второстепенной геологической значимости. Крупнейшей в мире центральной интрузией является Хибинский субвулкан.

Механизм образования кольцевых даек и так называемых конических слоев согласно Андерсону и Томасу можно объяснить положительным и отрицательным давлением колонны поднимающейся магмы. Образование кольцевых даек, по Томасу, связано с опуска-

Рис. 4. Кольцевые тела на о. Мулл, Шотландия (по Д. Е. Ричи).

Центральные интрузии: 1 — фельзиты, 2 — гранофиры, кольцевые дайки: 3 — фельзиты, 4 — гранофиры, 5 — кварцевые долериты, 6 — кварцевые габбро.



нием в магматический резервуар блоков — глыб конической формы; такие опускания обуславливают выжимание магмы в трещину, окружающую данную глыбу. Кольцевые трещины могут достигать земной поверхности, тогда по ним произойдет подъем и излияние лавы; если же блок был оторван от нижней части твердой коры, то трещины не достигают земной поверхности и образуют кольцевую дайку. При многократном опускании глыб и поднятии магмы — внешние кольцевые дайки являются наиболее древними.

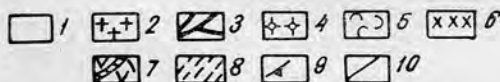
Андерсон указал, что кольцевые дайки и конические слои связаны с внутренними натяжениями в теле плутона. Разрывы по конусообразным поверхностям обусловлены увеличением давления в магматическом резервуаре и представляют собой трещины натяжения, возникающие в местах наименьшего давления. Кольцевые дайки образуются вследствие уменьшения магматического давления и сопровождаются опусканием центральной части плутона.

Центральные штоки и локальные дайки имеют небольшие размеры и ограниченную геологическую значимость. Центральный шток имеет изометричные очертания и образуется при поднятии магмы в ослабленные участки свода при активном завоевании магмой пространства. Локальные дайки в отличие от даек, имеющих региональное распространение, возникают под воздействием эндогенных сил магмы и сопутствуют образованию центральных штоков. Типичным примером такого рода являются радиальные и субпараллельные



Рис. 5. Схема геологического строения кольцевой интрузии Улькен-Каракуус в Центральном Казахстане (Т. В. Церекалина и В. Ф. Николаев, 1960).

1 — четвертичные отложения; 2 — аляскитовые граниты; 3 — кольцевые дайки гранит-порфиров, граносиенит-порфиров; 4 — дайки порфировидных гранитов; 5 — трахилипаритовые порфиры, туфы, игнимбриты ($C_3 - P_1$?); 6 — диориты, гранодиориты, граносиениты; 7 — дацитовые, липаритовые порфиры и их туфы с прослоями осадочных пород ($C_1, v - n$); 8 — песчаники и алевролиты (D_{1-2} ?); 9 — флюидальность; 10 — геологические границы.



дайки и центральные штоки в Северной Америке (Колорадо). Механизм формирования штоков и локальных даек был успешно воспроизведен Клоосом при получении опухолей и сопровождающей их трещинной тектоники.

Одним из типов активности магмы является также активность, связанная с нарушением фазового равновесия. Интрузии, формирование которых обусловлено этим процессом, образуются на различных горизонтах Земли, где благодаря резкому уменьшению давления может происходить вскипание магматического расплава и взрыв. Эти тела, являясь типичными образованиями областей кратогена, сходны по составу и структурам с вулканогенными образованиями и рассматриваются ниже как скрытовулканические (§ 6).

§ 5. Интрузии орогенов

Интрузии орогенов подразделяются на три основных типа: доорогенные, синорогенные и посторогенные *.

Доорогенные интрузии. В геоантиклиналях и геосинклиналях в доорогенный период происходит накопление осадков и прогиб; последний имеет гораздо большую амплитуду в геосинклиналях, в которых благодаря этому возникают разрывы, являющиеся путями проникновения магмы. В геоантиклиналях разрывы могут не возникать и интрузивная деятельность часто не проявляется.

Первоначальные формы доорогенных интрузий и тип кинематики этого периода могут быть теми же, что и у интрузий кратогенов (дайки, силлы и др.). Путями проникновения магмы в земную кору являются трещины — расколы, однако в отличие от интрузивных тел кратогенов они характеризуются резкой деформацией первичных форм залегания, изменением первичных структур и минерального состава и интенсивной степенью метаморфизма. Типичным примером таких образований являются будинированные тела основных — ультраосновных пород, известных во многих областях развития докембрийских образований (рис. 6, а, б).

Синорогенные интрузии отличны для областей без геосинклинальной и с геосинклинальной подготовкой и рассматриваются отдельно.

Интрузии областей без геосинклинальной подготовки. Кристаллический цоколь в указанных областях представляет собой жесткое основание, способное к расколам, по которым проникает магма. Размещение последней в покровных образованиях связано с кинематикой рамы и в меньшей степени с активностью магмы; кинематика здесь (в отличие от областей кратогенов) выражается в проявлении тангенциальных движений. Для интрузий обычна гнейсовая структурная фация и анизотропное строение. Характерной особенностью интрузий этого типа является их вытянутость вдоль направления складчатости.

Магматические образования областей, не обладающих геосинклинальной подготовкой, хорошо изучены немецкими геологами для варисцид Западной Европы. К ним относятся плутоны окрестностей г. Пассау (рис. 7). Здесь, в архейских гнейсах, вблизи их контакта с палеозойскими осадками, расположены два сравнительно крупных тела, сложенных гранитами. Восточное тело представлено Хауценбергским массивом среднезернистых гранитов, имеющих площадь 120 км²; западное тело представлено Зальденбург-

* Ряд геологов (например, Баддингтон, 1963) подчеркивает, что разделение интрузий складчатых областей на доорогенные, синорогенные и посторогенные имеет не столько геохронологический смысл, сколько обусловлено различием тектоники и физико-химических условий формирования. Так, разделение интрузий по глубине формирования (катазона, эпизона и мезозона) в разрезе земной коры, может создать последовательный переход от согласных глубинных к несогласным близповерхностным магматическим телам.

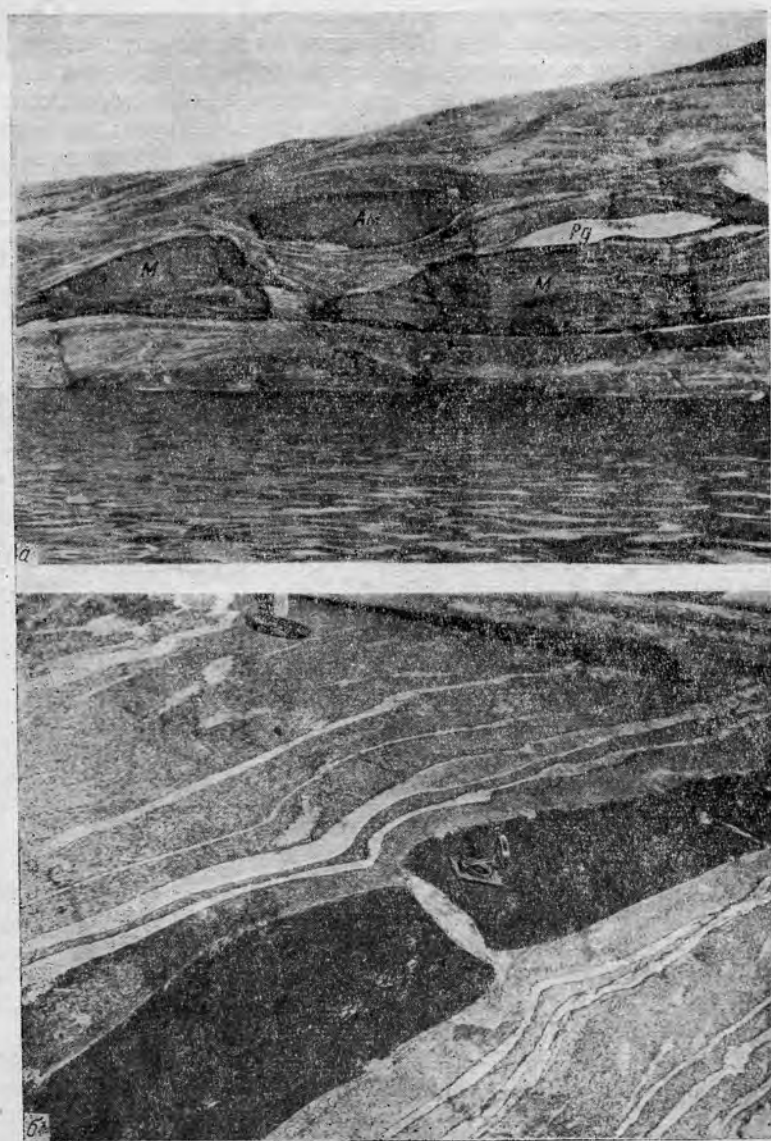
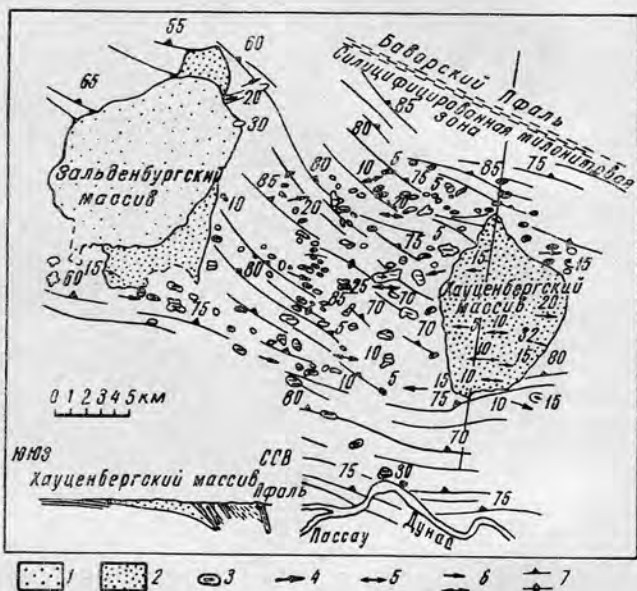


Рис. 6. Будины амфиболитов (*Ам*), меланократовых гнейсов (*М*) и пегматитов (*Рг*) в мигматитах Беломорья — *а*; будинаж — тела амфиболитов, интрабудинажное пространство выполнено пегматитом — *б*; по К. А. Шуркину.

ским массивом грубо- и среднезернистых гранитов площадью 80—90 км². К северо-востоку от названных тел расположена тектоническая зона северо-западного простирания (Баварский пфаль). Все магматические тела подстилаются гнейсами и полого наклонены в сторону тектонической зоны, где, очевидно, были расположены питающие каналы. Разрез через южную часть интрузии показывает, что при формировании интрузий магма по подводным каналам проникала в покровные образования и затем совместно с ними перемещалась в направлении максимального орогенного продвижения.

Рис. 7. Структурная карта и разрез палеозойских интрузий в Баварии (по Клоосу).

1 — грубозернистый гранит; 2 — среднезернистый гранит; 3 — шток мелкозернистого гранита, сиенит-гранита и диорита (черточки указывают простирание проекции параллелизма минералов); 4 — погружение линейной ориентировки; 5 — горизонтальная линейная ориентировка; 6 — общая ориентировка и погружение линейных структур в районе; 7 — общее простирание и падение гнейсов.



К интрузиям этого же типа относятся Мейссенский трещинный плутон, Лаузицкий пластинообразный массив гранитов, массив Брукен и др.

Интрузивные тела областей с геосинклинальной подготовкой. Главнейшими интрузивными образованиями этого типа являются факолиты и батолиты.

Факолиты представляют собой линзовидные тела, зажатые в замки антиклинальных и синклинальных складок (рис. 8). Их образование обусловлено тем, что сравнительно малые массы магмы, проникая в земную кору, вовлекаются в движения пластических пород. Таким образом возникают бескорневые интрузии типа факолитов. Структура этих образований согласна со структурой вмещающих пород, и они морфологически проявляют большое сходство с будинированными телами, отличаясь от них меньшей степенью метаморфизма и тем, что деформация происходила до их окончательного затвердевания.

К бескорневым интрузиям типа факолитов относятся офиолиты, широко развитые в геосинклинальных областях. По составу *офиолиты* сложены обычно комплексом основных — ультраосновных пород. Они часто ассоциируют с доорогенными гипабиссальными образованиями диабазо-спилитовой формации. Площадь распространения офиолитов часто достигает нескольких тысяч квадратных километров, так, например, в районе Антильских островов суммарная площадь интрузий офиолитов равна 12 000 км². Интрузии офиолитового типа известны на Урале, где они образуют два вытянутых вдоль главного хребта пояса интрузивных тел, сложенных комплексом основных — ультраосновных пород. Офиолиты известны в Саяно-Алтайской области, в пределах Финноскандии, а также в других геосинклинальных прогибах и, в частности, на островных дугах.

Батолиты представляют собой вертикальные или крутопадающие тела громадных размеров, вытянутые вдоль направления складчатых цепей. Батолиты образуют крупнейшие геологические тела; так, например, гранитный батолит Аляски имеет площадь 160 000 км². Состав пород, слагающих батолиты, соответствует обычно гранитам и гранитоидам.

Вопрос о генезисе батолитов до сих пор не выяснен и вызывает много дискуссий. Во многих случаях образование батолитов связано с внедрением ювенильных гранитных масс в период орогенеза, сопровождаемое активным завоеванием магмой пространства. Однако формирование батолитоподобных тел, по мнению некоторых исследователей, может быть связано с процессами ультраметаморфизма и гранитизации (см. гл. XV), которые осуществляются на глубине 25—30 км и обуславливают образование мигма- и диапир-плутонов гранитного состава.

Не следует причислять к батолитам интрузивные тела, подстилающиеся вмещающими породами и имеющие, как показал структурный анализ, субгоризонтальное строение. Также неудачно применение термина «батолит» к территориально-сопряженным интрузивным телам (комплексам) сходного состава, но разновозрастным и сложного строения.

Посторогенные интрузии формируются после окончания главной фазы орогенных движений. В этот период тангенциальная кинематика затухает, сменяясь радиальной. Если же тангенциальная кинематика и имеет место, то в связи с ней уже не могут образовываться

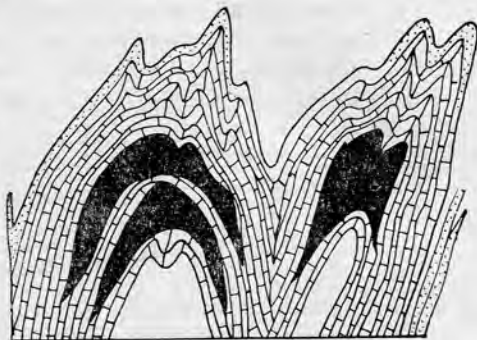


Рис. 8. Факолиты в штате Нью-Йорк (по Дэли).

новые складчатые структуры вследствие максимального уплотнения вмещающих пород. При этом возникают разрывы, сопровождаемые взбросами (парафорез).

Постороженные интрузивные комплексы («поздние и конечные этапы магматической деятельности», по Ю. А. Билибину, 1955) представлены обычно малыми трещинными интрузиями с незначительной глубиной формирования. Состав слагающих их пород отвечает диоритам и гранитам, а также сиенитам — граносиенитам и аляскитам.

§ 6. Формы залегания экструзивных пород

При определении геологических условий формирования интрузивных тел было указано, что каждое тело выражает собой равновесие между активностью магмы и тектоникой и кинематикой окружающих пород. В образовании экструзивных тел второй фактор



Рис. 9. Лавовый покров в Исландии. Трещина отмечается линией небольших конусов (по Тиррелю).

не может иметь решающего значения. Формы залегания экструзивных пород зависят в основном от типа вулканического извержения и от состава извергаемого материала.

В зависимости от характера извержений экструзивные тела можно подразделить на две основные группы: 1) экструзивные тела, возникшие в результате трещинных излияний, и 2) экструзивные тела, связанные с извержениями центрального типа. Указанные группы могут быть в отдельных случаях связанными между собой постепенными переходами, но в большинстве случаев различаются четко. Первую группу извержений называют эффузивным типом, вторую — эксплозивным (эксплозионным).

Экструзивные тела, возникшие в результате трещинных излияний (эффузивный тип), характеризуются спокойным истечением лавы, состав которой обычно соответствует базальтам и близким к ним породам; пирокластический материал для этого типа тел не характерен. Главными морфологическими типами являются покровы и потоки.

Покровы образуются при излиянии маловязкой лавы на сравнительно ровную поверхность Земли или на дно водных бассейнов. Они обычно сложены базальтами или андезито-базальтами. Морфологически покровы образуют плато, имеющие более или менее изометрические или слегка вытянутые вдоль направления течения очертания (рис. 9). Мощность покровов обычно невелика, в среднем

около 6—30 м; повторные излияния, однако, могут обусловить повышение мощности до нескольких сотен метров; это можно наблюдать, например, в Исландии и на п-ове Деккан, где мощность соответственно равна 3000 и 1800 м. Базальтовые плато мощностью в сотни метров покрывают площадь континентов и островов земного шара, равную 1 500 000 км² [Холмс, 1949]. Наибольшие базальтовые плато известны в Колумбии (500 000 км²), на п-ове Деккан (375 000 км²), в Сибири (270 000 км²) и др.

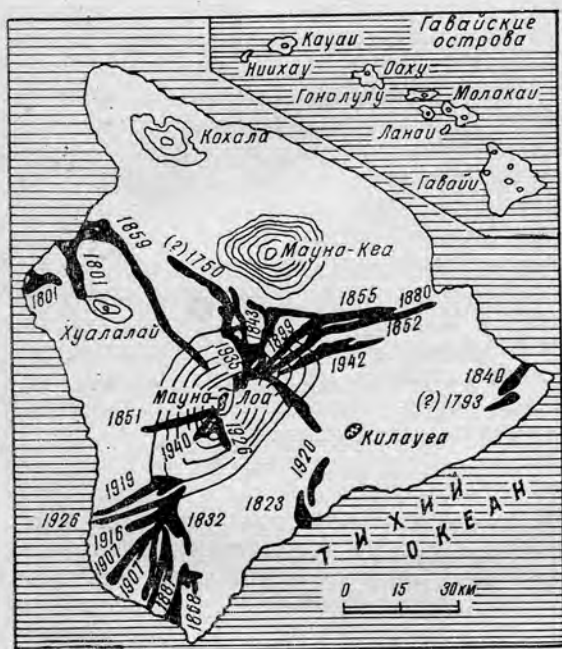


Рис. 10. Лавовые потоки (черное) на о. Гавайи. Цифры показывают годы излияний (по А. Холмсу).

Потоки представляют собой языкообразные тела, длина которых резко преобладает над шириной. Они образуются обычно при трещинном излиянии лав базальтового (или близкого к нему) состава на неровную поверхность земли, например, при заполнении древних долин и оврагов. В других случаях их образование может быть связано с извержениями центрального типа, когда лава стекает по склонам вулкана, тяготея к пониженным частям рельефа. Подобные потоки известны в районе Гавайских островов, на Камчатке, в районе Везувия и в других вулканических районах (рис. 10). Лавовые потоки четвертичного возраста, описанные для Армении, имеют мощность свыше 100 м при значительной протяженности.

Вулканические потоки и покровы часто перекрываются более молодыми отложениями. В этих случаях они выглядят как пластовидные тела и могут в некоторых районах являться характерными

опорными горизонтами. Вулканические покровы (потоки), перекрытые более молодыми отложениями, отличаются от силлов отсутствием верхнего горячего контакта. Вышележащие породы нередко содержат гальку вулканических пород, слагающих покров (поток).

Экструзивные тела, связанные с извержениями центрального типа (эксплозивный тип). В результате извержений центрального типа возникают различные экструзивные тела, зависящие от характера самого извержения и от свойств извергаемого материала. Некоторые вулканические извержения характеризуются в основном излиянием легколетучих лав (гавайский тип), в других случаях из вулканического аппарата выдавливается вязкая лава, способная изливаться и образующая куполовидные вулканические тела разнообразной морфологии. При взрывной деятельности из вулкана выбрасывается пирокластический материал, который осаждается или вблизи вулкана, или же (в случае извержения мелкораспыленного материала) переносится на большое расстояние.

К особому типу вулканических извержений следует отнести формирование своеобразных пирокластических пород, называемых туфолавами, или игнимбритами. Эти породы образуются в условиях резкого уменьшения давления на расплав, следствием которого является увеличение его объема и образование суспензии, или «палашей тучи». Возникая таким образом, «взвесь» может распространяться на большие расстояния, заполняя пониженные части рельефа. Среди вулканических тел, образующихся при извержениях центрального типа, можно выделить следующие:

Экструзивные тела, связанные с истечением лав (и пирокластическо-газовой «взвесью»). При излиянии легкоподвижных (основных) лав образуются *потоки, лавовые плато, плоские вершины* так называемых щитовых вулканов. К последним относятся вулканы Гавайских островов и Исландии. Наиболее крупный щитовой вулкан земного шара Мауна Лоа (Гавайский архипелаг) возвышается над уровнем моря на 4200 м, имея поперечник в 112 км. На дне кратеров многих щитовых (щитовидных) вулканов наблюдаются лавовые озера.

При извержении подвижной пирокластическо-газовой смеси, способной к истечению, также могут образовываться *покровы и потоки*. Во многих случаях они занимают площади, измеряемые сотнями квадратных километров. Такого типа образования развиты в Катмайском вулканическом районе Аляски, в Новой Зеландии, на Дальнем Востоке, в Армении и в других местах.

Экструзивные тела, связанные с выдавливанием вязких лав, формируют эндогенные вулканические купола, иглы, пики,obelisks.

Эндогенные вулканические купола образуются внутри кратера путем поступления вязких порций магмы, внешние части которой могут остывать раньше окончания движения. Возникшая корка может растрескиваться и отодвигаться в стороны. Такого типа эндогенные купола известны на Камчатке, во Франции и в других рай-

онах (рис. 11, а). Экзогенные вулканические купола различной морфологии, — пики, обелиски и тому подобные тела — возникают благодаря медленному поднятию из кратера на дневную поверхность вязкой лавы. Классическим примером такого экзогенного купола — обелиска — является известная «игла» Мон-Пеле на о. Мартиника, сложенная андезито-дацитово-лавой. Этот обелиск поднимался над кратером вулкана в течение 7 месяцев и достиг высоты 270 м над уровнем моря, но был затем разрушен при дальнейшей вулканической деятельности (рис. 11, б).



Рис. 11. Эндогенный купол, сложенный трахитами (а). Овернь, Франция (по Тиррелю). Лавовый пик Мон-Пеле (б), о. Мартиника. Март, 1903 г. (по Лакруа). Высота обелиска более 400 м.

Экструзивные тела, образование которых связано с взрывной деятельностью. Конкретными формами тел этого типа являются экзогенные вулканические конусы и некки. Первые сложены как пирокластическим, так и пирокластическо-лавовым материалом (стратовулканы). Некки представляют собой крутопадающие тела с изометричным сечением и слагаются теми же вулканогенными породами.

Важное значение наряду с указанными наземными вулканическими образованиями имеют скрытовулканические типы тел — диатремы, или трубки взрыва. Они характеризуются в некоторых областях первостепенной геологической значимостью и являются типичными образованиями кратогенов. А. А. Полканов рассматривал эти тела как интрузии, связанные с нарушением фазового равновесия в магме.

Процесс дистилляции взрывного характера может происходить на различной глубине. В приповерхностных условиях диаметры сложены вулканокластическим материалом, в составе которого преобладают нормальные базальты и андезиты. Трубки взрыва этого типа известны в Закарпатье и Румынии [Малеев, 1963]. На более значительных глубинах образованы такие из тел, которые содержат большое количество граната. К наиболее глубинным образованиям относятся алмазоносные трубки взрыва Якутии и Южной

Африки. В последних районах трубки содержат среди кимберлитов включения эклогитов и гранатовых перидотитов, т. е. пород, сформированных на значительных глубинах.

Правда, это доказательство применимо не ко всем телам алмазоносных провинций. Эксплуатационные работы, вскрывшие некоторые трубки на значительную глубину, показали, что в нижней части трубка соединена с двумя дайками, которые являлись, возможно, путями поступления магмы; верхняя же часть находится в сооружении центрального вулкана (рис. 12).

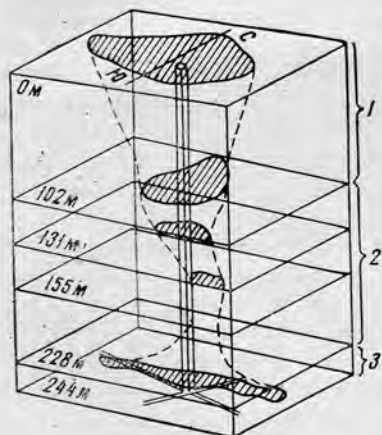


Рис. 12. Трубка взрыва в Кимберлее (Южная Африка). Разрез построен по данным разведочных работ.

1 — сланцы и конгломераты свиты Двина; 2 — диабазы и мандельштейны; 3 — кварциты (по Дю-Тойту).

платоизлияния трещинного типа. Состав лав обычно базальтовый, с подчиненным количеством их дифференциатов — пикритов, трахитов и др.

В орогенных поясах вулканическая деятельность в доорогенный период характеризуется подводными излияниями базальтов и пикритов и, как указывает Ритман [1964], в «...количествах, превосходящих континентальные массы платобазальтов». При этом в областях с геосинклинальной подготовкой («негативные области», по В. А. Николаеву) возникают породы спилит-кератофировой формации. В пределах внутригеосинклинальных поднятий (области без геосинклинальной подготовки) более обычны андезитовые вулканические формации. Отмеченная закономерность была установлена Т. Н. Ивановой для Тувы [Иванова, 1959].

Изучение доорогенных вулканических формаций сильно затруднено вследствие значительных метаморфических превращений пород в стадию орогенеза. В синорогенный период вулканические породы почти не образуются и уступают место интрузивным телам. В пост-

орогенный период в остаточных бассейнах и в наземных условиях может возобновиться «базальтовый» вулканизм с широко проявленной дифференциацией лав и цикличностью излияний. Однако более характерны в это время кислые вулканические породы, нередко образующие игнимбритовую фацию. Еще в более позднюю стадию развития складчатого пояса в пределах наложенных впадин широко проявляется щелочной вулканизм.

Глава II. ХИМИЗМ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

§ 7. Общие сведения о химизме магматических пород

Химический состав является одним из существенных признаков магматических пород и имеет особо важное значение для определения экстрезивных разновидностей, которые обладают неполнокристаллической или стекловатой структурами, вследствие чего к ним неприменима диагностика по минеральному составу. На важное значение химизма еще издавна указывали русские и зарубежные ученые (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. Н. Заварицкий, Ниггли, Барт, Кросс, Иддингс и др.); ими были разработаны различные классификации для определения магматических пород по их химическому составу. Раздел петрографии, изучающий особенности химизма отдельных горных пород и их естественных рядов (комплексов), называется *петрохимией*. Курс петрохимии дается в виде специального предмета, и ниже приводятся лишь краткие сведения о принципах петрохимических классификаций магматических горных пород.

В составе магматических пород не все элементы периодической системы Д. И. Менделеева имеют одинаковое распространение, главнейшими из них являются (вес. %): O — 47,29; Si — 28,02; Al — 7,96; Fe — 4,56; Ca — 3,47; Mg — 2,29; Na — 2,50; K — 2,47 *. Эти химические элементы получили название породообразующих, или петрогенных. Значительно меньшее значение, выражающееся в десятых и сотых долях процента, имеют Ti, H, P, S, Cl, S, Ba, Sr, Mn, Zr, Ni, Co, V. На долю всех остальных элементов приходится менее 0,50%. Причина этой закономерности химического состава магматических пород, так же как литосферы и всей Земли в целом, связана с особенностью строения атомов химических элементов.

Как видно из приведенных выше данных и из табл. 1, преобладающая роль принадлежит элементам первых четырех рядов таблицы Менделеева, т. е. тем элементам, порядковый номер которых не превышает 26. Атомы указанных элементов обладают наиболее устойчивыми ядрами и наименее склонны к самопроизвольному распаду. Особой прочностью отличаются ядра атомов с четным количеством протонов и нейтронов, т. е. тех элементов, атомный вес которых равен массе протонов и нейтронов и вдвое больше

* Приводятся данные для среднего состава магматических пород по Кларку (1920).

порядкового номера; среди них наибольшей устойчивостью обладают элементы, атомный вес которых кратен четырем, к ним относятся кислород и кремний.

Средний химический состав литосферы (земной коры) и Земли в целом (вес. %)

Таблица 1

Элементы	Порядковый номер элементов	Содержание элементов в литосфере		Содержание элементов в Земле, по Б. Ю. Левину [1955]
		По Б. Ю. Левину [1955]	По А. Е. Ферсману [1932]	
O	8	46,8	49,19	34,6
Si	14	27,3	26,00	17,8
Al	13	8,7	7,45	1,4
Fe	26	5,06	4,20	25,6
Ca	20	3,6	3,25	1,6
Na	11	2,6	2,40	0,70
K	19	2,6	2,35	0,09
Mg	12	2,08	2,35	13,9
H	1	—	1,0	—
Ti	22	0,6	0,61	0,07
Mn	25	0,09	0,10	0,20
P	15	0,08	0,12	0,016
C	6	0,1	0,35	—
Cl	17	0,04	0,20	—
S	16	0,05	0,10	—

Ядра тяжелых элементов перегружены нейтронами (например, атомный вес урана равен 238,7, а заряд 92), они легко распадаются, преобразуясь в другие элементы. Вследствие этого элементы с большими порядковыми номерами не имеют существенного распространения в строении Земли. Соответственно этому кларки — распространенность элементов — определяются их внутриатомной энергией.

Табл. 1 иллюстрирует средний состав литосферы и Земли в целом.

Средний состав магматических горных пород (в окислах), вычисленный Кларком и Вашингтоном, приведен в табл. 2.

Как видно из табл. 2, на долю первых восьми окислов SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O и K_2O приходится 96,88 вес. % валового состава пород. Эти окислы являются главными составными частями магматических пород; их называют породообразующими окислами. Среди них главное значение приходится на долю SiO_2 ; магматические породы благодаря ее высокому содержанию представляют собою силикатные породы. Содержание SiO_2 в них варьирует в пределах 35—75 вес. %.

Статистические данные показали, что наиболее распространенными на материках земного шара являются два типа пород, содержащих в своем составе 52,5% и 73% SiO_2 . Ричардсон и Снисби составили диаграмму относительной распространенности магматических пород с различным содержанием кремнекислоты (рис. 13). Ордината,

Средний валовой состав магматических пород,
вес. % (по Кларку и Вашингтону)

Окислы	Содержание	Окислы, элементы	Содержание
SiO ₂	59,12	BaO	0,055
Al ₂ O ₃	15,34	SrO	0,022
Fe ₂ O ₃	3,08	Cr ₂ O ₃	0,055
FeO	3,80	NiO	0,025
MgO	3,49	V ₂ O ₃	0,012
CaO	5,08	(Ce) ₂ O ₃	0,02
Na ₂ O	3,84	S	0,052
K ₂ O	3,13	Cl	0,048
H ₂ O	1,15	F	0,030
TiO ₂	1,05	CuO	0,010
MnO	0,24	Si ₂ O	0,007
P ₂ O ₅	0,30	Остальные элементы	0,024
CO ₂	0,10		

отвечающая 52,5% SiO₂, соответствует базальту; ордината 73,0% SiO₂ — граниту и ордината 59,09% SiO₂ — среднему типу магма-

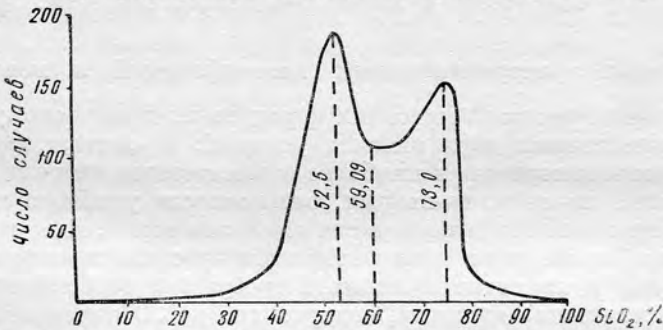


Рис. 13. Относительная распространенность магматических горных пород с различным содержанием кремнекислоты (по Ричардсону и Снисби).

тических пород (вычисленному по 5000 анализов). Резкое преобладание среди эффузивов пород базальтового типа (обедненных SiO₂) и малая распространенность лав липаритового состава (содержащих около 70% SiO₂) объясняется высокой вязкостью расплавов, богатых SiO₂, препятствующих их излиянию.

В составе магматических расплавов, являющихся первоисточником магматических пород, наряду с труднолетучими породообразующими окислами важное значение имеют летучие компоненты. Среди них главную роль играют H₂O, CO₂, а также HF, HCl, H₂S, SO₂, BO₃, CH₄, S и др. Об их присутствии в магматических расплавах

и влиянии на формирование горных пород можно судить по составу минералов пегматитовых жил, продуктам контактового метаморфизма, особенностям автометасоматоза; ясное представление о количестве летучих компонентов в магме дают также наблюдения над извержением вулканов и деятельностью фумарола (хотя некоторое количество их может иметь метаморфогенный источник). Многочисленные эксперименты также показали важное значение летучих компонентов в синтезе минералов и горных пород.

Следовательно, магмы, дающие начало магматическим горным породам, следует рассматривать как силикатные расплавы, представляющие собой смесь тугоплавких и летучих компонентов.

Знание общего химического состава является неприменным условием расшифровки генезиса горных пород. На земном шаре во все геологические времена возникали породы определенных химических типов (например, граниты, габбро и др.). Эта повторяемость является отражением близкого химического состава вещества, подвергавшегося плавлению и направленностью дифференциации; под термином «дифференциация» понимают совокупность процессов, ведущих к образованию из магматического расплава определенных типов и комплексов магматических пород. Закономерное соотношение породообразующих окислов в магматических породах является их главной особенностью и отличает их от силикатных пород осадочного и метаморфического генезиса.

§ 8. Принципы петрохимических классификаций и пересчетов

Классификация магматических пород по их химическому составу требует выполнения двух важных условий: во-первых, отражения в сравниваемых величинах наиболее существенных петрохимических особенностей пород и, во-вторых, возможности удобного и наглядного сопоставления большого числа анализов пород. Для этих целей были разработаны различные методы химических пересчетов, задачей которых и является выявление требуемых особенностей. Громоздкие химические анализы, содержащие до 20 определений, преобразуются в ограниченное количество числовых характеристик (параметров или коэффициентов). Такое преобразование дает возможность разработать метод графического изображения состава горных пород и сравнивать большое количество химических анализов.

Несмотря на разнообразие петрохимических классификаций и соответствующих им методов пересчетов, среди них можно выделить два основных направления; в первых, более ранних классификациях (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Рота, Е. С. Федоров) в основу разделения были положены чисто химические особенности; при пересчетах, например, окислы объединялись в группы по валентности слагающих их элементов.

Второй тип петрохимических классификаций характеризуется тенденцией связать химизм породы с ее минеральным составом.

К этому типу относятся пересчеты А. Н. Заварицкого, Е. А. Кузнецова, американских исследователей Кросса — Иддингса — Пирсона — Вашингтона, известная под названием С. У. Р. W., Ниггли и др. Ниже рассмотрены основные принципы пересчетов по методам Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и А. Н. Заварицкого, иллюстрирующие указанные выше типы петрохимических классификаций. Разбор классификации (и метода пересчета) Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, в значительной мере устаревшей, связан с ее широким применением в русской петрографической литературе первых трех-четыре десятилетий XX в. Кроме того, коэффициенты Ф. Ю. Левинсона-Лессинга приводятся в специальных сборниках химических анализов горных пород СССР [Струве, 1940; Немова, 1930].

Метод А. Н. Заварицкого рассмотрен ниже наиболее подробно, так как он используется во всех современных отечественных работах и является особенно удобным для графического изображения химизма горных пород.

Подробный разбор других классификаций и методов пересчетов приводится в специальном учебнике петрохимии А. Н. Заварицкого [1950], в руководстве к петрохимическим пересчетам С. Д. Четверикова [1956] и других пособиях; поэтому здесь они освещены очень мало. В указанных работах приведены таблицы для вычисления молекулярных количеств, которыми пользуются при всех пересчетах. Молекулярные количества можно вычислить и без таблиц, путем деления весовых процентов окислов на соответствующие им следующие молекулярные веса главных окислов: SiO_2 — 60,06; TiO_2 — 79,90; Al_2O_3 — 101,94; Fe_2O_3 — 159,68; FeO — 71,94; MgO — 40,32; MnO — 70,93; CaO — 56,08; Na_2O — 61,99; K_2O — 94,20; P_2O_5 — 142,04; CO_2 — 44,00.

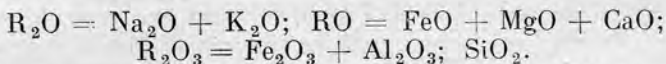
К л а с с и ф и к а ц и я и м е т о д п е р е с ч е т а Ф. Ю. Левинсона-Лессинга

Химическая классификация была разработана Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом в 1897 г. Он указывал, что именно химизм является независимой переменной, функцией которого является минеральный состав. Классификация, основанная на химическом принципе, является более универсальной, так как она в одинаковой мере применима к полнокристаллическим и стекловатым породам.

Метод пересчета основан на соединении химически однотипных окислов в группы соответственно валентности оснований*.

* При пересчетах принимаются во внимание только главные составные части породы, второстепенные (TiO_2 , CO_2 , P_2O_5 и др.) отбрасываются; вычитается из общего количества CaO утроенное по сравнению с P_2O_5 количество CaO (идущее на образование фосфата), так же как и эквивалентное его количество по отношению к CO_2 (входящего в кальцит). Молекулярное количество MnO присоединяется к FeO .

Суммируя соответствующие им молекулярные количества, получают следующие четыре группы окислов:



Для дальнейшего упрощения окислы типа R_2O и RO объединяются вместе в группу \overline{RO} ; коэффициент при R_2O_3 приводится к 1 путем деления на него коэффициентов других типов окислов. Таким образом, получается так называемая «магматическая формула» Левинсона-Лессинга. Она может быть представлена следующим образом: $a\overline{RO} \cdot R_2O_3 \ bSiO_2$.

Важнейшей химической особенностью магматических горных пород автор считает *коэффициент кислотности* α . Этот коэффициент показывает отношение атомов кислорода, входящего в SiO_2 , к их количеству в других окислах. α , определяемый непосредственно из магматической формулы, равен $\frac{2b}{a+3}$. По коэффициенту кислотности все магматические породы разделяют на следующие группы, приведенные в табл. 3, в ней указано и соответствующее этим значениям содержание в породах SiO_2 .

Таблица 3

Разделение магматических пород по коэффициенту кислотности

Типы пород	α	Содержание SiO_2 . вес. %	Примеры пород
Ультракислые	5	75	Аплиты, некоторые граниты
Кислые	5—2,5	75—65	Граниты
Средние	2,5—2,2	65—52	Сиениты, диориты
Основные	2,2—1,3	52—40	Габбро
Ультраосновные	1,3	40	Оливиниты, частично перидотиты, уртиты

Для определения относительного содержания в породе щелочей и щелочных земель дается соотношение между R_2O и RO , которые будут характеризоваться соответствующими им молекулярными количествами. Для щелочных пород это отношение больше 1, а для щелочноземельных — меньше. По отношению R_2O к RO выделяют щелочные, щелочноземельные и нейтральные разновидности. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг указывает, что коэффициент кислотности и отношение R_2O к RO являются наиболее характерными особенностями магматических пород.

Имеются специальные таблицы для определения магматических горных пород по коэффициенту кислотности, отношению $R_2O : RO$ и значению величины \overline{RO} , определяемой по магматической формуле [Левинсон-Лессинг и Белянкин, 1905; Левинсон-Лессинг, 1940].

Общие принципы классификации. В системе пересчета А. Н. Заварицкого обращено особое внимание на связь химического состава породы с ее минеральным составом. Типичные черты химизма магматической породы, представляющей собой агрегат минералов, следует характеризовать относительными числами атомов тех элементов, которые слагают кристаллическую решетку главных породообразующих минералов; к ним относятся атомы Si, Al, Fe, Mg, Ca, K, Na. Составные части, находящиеся в незначительных количествах, можно совсем не принимать во внимание, или присоединить к сходным в химическом отношении главным составным частям (например, MnO к FeO). Наиболее существенными признаками, характеризующими химико-минеральный состав породы, являются следующие: 1) отношение между феррическими и феррическими компонентами; 2) избыток или недостаток кремнезема, в зависимости от которого в породе появляются такие симптоматические минералы, как кварц, оливин или фельдшпатоиды; 3) отношение щелочных полевых шпатов к анортиту, или в случае щелочных пород щелочных полевых шпатов к эгирину; 4) особенности алюмосиликатов щелочей (полевых шпатов, фельдшпатоидов) и простых силикатов (мета- и ортосиликатов). А. Н. Заварицкий разделяет все магматические породы на три типа: 1) породы нормального состава, в которых молекулярные количества $\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$; 2) породы, пересыщенные глиноземом, в которых молекулярное количество $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$; 3) породы, пересыщенные щелочами, где молекулярные количества $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$.

Главнейшие особенности химико-минерального состава горных пород выражаются следующими основными числовыми характеристиками, или основными параметрами *: *a* показывает относительное число атомов калия и натрия, входящих в щелочные полевые шпаты (и фельдшпатоиды в щелочных породах); *b* показывает количество атомов металлических элементов, входящих в простые силикаты, — пироксены, амфиболы, оливин. В характеристику *b* войдут все атомы магния, атомы железа **, кроме входящих в эгирин, и атомы кальция, оставшиеся после образования анортита; *c* характеризует относительное количество атомов кальция, входящего в анортит. В породах, пересыщенных щелочами, анортит отсутствует, и для них вводится параметр \bar{c} , показывающий количество в породе атомов натрия, идущего на образование эгирина; *s* показывает относительное количество атомов кремния (и титана).

Для характеристики степени насыщенности пород кремнием автор вводит дополнительный параметр $Q \cdot Q = s = 3a - 2c - b$,

* Эти термины в дальнейшем употребляются как равнозначные.

** При этом окисное железо перечисляется в закисное путем умножения молекулярного количества Fe_2O_3 на 2,2 соответственно отношениям молекулярных весов Fe_2O_3 (159,70) к FeO (71,85).

где $3a$ соответствует количеству атомов кремния, идущих на образование щелочных полевых шпатов (по формуле $\text{Na, K} \{ \text{AlSi}_3\text{O}_8 \}$); $2c$ отвечает количеству атомов кремния, идущих на образование анортита; b соответствует количеству атомов кремния, идущих на построение простых силикатов.

Для характеристики остальных петрохимических особенностей вводятся следующие дополнительные параметры.

Состав простых силикатов выражен параметрами f' , c' , m' , a' ; последний из них характеризует породы, пересыщенные Al_2O_3 . Эти параметры выражают соответственно процентное содержание атомов Fe, Ca, Mg и Al, входящих в темноцветные минералы.

$$f' = \frac{\text{FeO}}{\text{FeO}' + \text{CaO}' + \text{MgO}} \cdot 100, \text{ где } \text{FeO}' = \text{FeO} + 2,2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO};$$

$$c' = \frac{\text{CaO}}{\text{FeO} + \text{CaO}' + \text{MgO}} \cdot 100, \text{ где } \text{CaO}' = \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3.$$

CaO' соответствует количеству атомов Ca, не вошедших в анортит.

$$m' = \frac{\text{MgO}}{\text{FeO} + \text{CaO}' + \text{MgO}} \cdot 100;$$

$$a' = \frac{2\text{Al}_2\text{O}_3'}{\text{FeO}' + \text{MgO} + \text{Al}_2\text{O}_3'} \cdot 100; \text{ где } \text{Al}_2\text{O}_3' = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}).$$

$2\text{Al}_2\text{O}_3'$ соответствует количеству атомов глинозема, которые не вошли в алюмосиликаты щелочей.

Для выражения количества атомов окисного железа в простых силикатах введен параметр $\varphi = \frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}' + \text{CaO}' + \text{MgO}} \cdot 100$. Соотношение атомов калия и натрия в породе выражается параметром * n

или приводится непосредственно в виде соотношений молекулярных количеств $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ (причем меньшее количество приводится к 1). $n = \frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \cdot 100$. Параметр t характеризует роль титана, входящего в основной параметр s , $t = \frac{\text{TiO}_2}{\text{TiO}_2 + \text{SiO}_2} \cdot 100$.

Таким образом, указанные выше основные и дополнительные характеристики (параметры) выражают главные особенности химико-минерального состава пород: 1) об отношении фемических и силикатных составных частей породы можно судить по параметрам b , a , c ; 2) об избытке или недостатке кремнезема — по величине s и по дополнительной числовой характеристике Q ; 3) об относительном количестве силикатных составных частей — по отношению a и c ,

* В весьма редких случаях, когда порода очень сильно пересыщена щелочами (т. е. $2\text{Na}_2\text{O}$, FeO), вводится числовая характеристика $n' = \frac{\text{Na}_2\text{O}'}{B} \cdot 100$ параметр n' показывает отношение к B того количества атомов натрия, которое осталось после образования алюмосиликатов щелочей и эгирина и вошло в простые силикаты.

отражающих отношения щелочных полевых шпатов и анортита; 4) особенности простых силикатов и щелочных алюмосиликатов выражаются дополнительными числовыми характеристиками f' , m' , c' , a' , n , $K : Na$. Три типа пород, выделенных А. Н. Заварицким, несколько отличаются характеристиками и техникой пересчета. Так, например, состав пород нормального типа выражается характеристиками a , b , c , s ; для пород, пересыщенных щелочами вместо c вводится \bar{c} ; а для пересыщенных Al_2O_3 — a' вместо дополнительного параметра c' .

А. Н. Заварицким составлены таблицы для определения химических типов горных пород по числовым характеристикам, рассмотренным выше. В основу разделения положена величина Q , по значению которой все магматические породы разделены на следующие шесть классов:

- первый — сильно пересыщенные SiO_2 породы с $Q > 45$;
- второй — пересыщенные SiO_2 породы с $45 > Q > 15$;
- третий — слабопересыщенные SiO_2 породы с $15 > Q > 6$;
- четвертый — насыщенные SiO_2 породы с $6 > Q > -6$;
- пятый — слегка недосыщенные SiO_2 породы с $-6 > Q > -15$;
- шестой — ненасыщенные SiO_2 породы с $Q < -15$. Дальнейшее

подразделение на группы производится по отношению a к c или \bar{c} и на подгруппы по величине b . Эта таблица базируется на пересчетах средних химических составов магматических пород по Дэли [Заварицкий, 1950; Четвериков, 1956].

Порядок пересчета числовых характеристик для пород нормального состава ($Na_2O + K_2O + CaO > Al_2O_3 > K_2O + Na_2O$):

- 1) перечисляют весовое процентное содержание окислов в молекулярные количества;
- 2) складывают молекулярные количества SiO_2 и TiO_2 , обозначая эту сумму S ;
- 3) удваивают сумму молекулярных количеств K_2O и Na_2O , обозначая ее A . Эта сумма отвечает количеству атомов калия и натрия, идущему на образование щелочных полевых шпатов *;
- 4) вычисляют количество атомов кальция, идущего на образование анортита $C = Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O)$, т. е. рассчитывают анортит по количеству глинозема, оставшегося после образования щелочных полевых шпатов и эквивалентного CaO ;
- 5) вычисляют числовую характеристику B , показывающую количество атомов металлов, идущих на построение простых силикатов; $B = MgO + FeO' + CaO'$, где $FeO' = 2,2 \cdot Fe_2O_3 + FeO + MnO$; CaO' соответствует количеству CaO , оставшемуся после образования анортита и равному $Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O) = CaO - C$;

* Весовой процент Na_2O и K_2O был разделен на атомный вес названных окислов (соответствующий здесь $2 \text{ г} \cdot \text{эке}$); т. е. был вычислен $1 \text{ г} \cdot \text{эке}$ Na_2O и K_2O . Следовательно, для того чтобы получить величину, соответствующую 2 атомам Na или K , следует найденные величины удвоить.

6) приводят отношения $A : C : B : S$ к 100 и вычисляют основные числовые характеристики a, c, b, s

$$a = \frac{A}{A+B+C+S} \cdot 100; \quad c = \frac{C}{A+B+C+S} \cdot 100; \quad b = \frac{B}{A+B+C+S} \cdot 100;$$

$$s = \frac{S}{A+B+C+S} \cdot 100;$$

7) вычисляют дополнительные числовые характеристики

$$f' = \frac{\text{FeO}}{B} \cdot 100; \quad m' = \frac{\text{MgO}}{B} \cdot 100; \quad c' = \frac{\text{CaO}}{B} \cdot 100; \quad \varphi = \frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3}{B} \cdot 100;$$

$$n = \frac{2\text{Na}_2\text{O}}{A} \cdot 100; \quad t = \frac{\text{TiO}_2}{S} \cdot 100;$$

8) вычисляют Q ; $Q = s - (3a + 2c + b)$.

В табл. 4 приводится пример пересчета для породы нормального ряда (рапакиви, Южная Карелия).

Таблица 4

Окислы	Вес. %	Молек. кол-ва	Порядок вычисления
SiO ₂	74,87	1246	$S = 1246 + 5 = 1251$ $C = 108 - 83 = 25$ $B = 9 + (10 \cdot 2 + 38 + 1) + (29 - 25) = 72$ $A = (37 + 46) \cdot 2 = 166$
TiO ₂	0,36	005	
Al ₂ O ₃	11,02	108	
Fe ₂ O ₃	1,62	010	
FeO	2,74	038	
MnO	0,06	001	
MgO	0,37	009	
CaO	1,62	029	
Na ₂ O	2,32	037	
K ₂ O	4,28	046	
H ₂ O ⁺	0,82		
H ₂ O ⁻	0,14		
Сумма . . .	100,22		$A + B + C + S = 1515$

Основные числовые характеристики:

$$a = \frac{166}{1515} \cdot 100 = 10,9; \quad b = \frac{72}{1515} \cdot 100 = 4,8; \quad c = \frac{25}{1515} \cdot 100 =$$

$$= 1,6; \quad \frac{1251}{1515} \cdot 100 = 82,7; \quad Q = 82,7 - (10,9 \cdot 31,6 \cdot 2 + 4,8) = 42.$$

Дополнительные числовые характеристики:

$$f' = \frac{59}{72} \cdot 100 = 82,1; \quad m' = \frac{9 \cdot 100}{72} = 12,3; \quad c' = \frac{4 \cdot 100}{72} =$$

$$= 5,4; \quad \varphi = \frac{2 \cdot 10 \cdot 100}{72} = 27,7;$$

$$n = \frac{37 \cdot 2}{166} \cdot 100 = 44,5; \quad t = \frac{5}{1251} \cdot 100 = 0,39; \quad \text{Na} : \text{K} = 37 : 46 = 1 : 1,3.$$

Порядок пересчета для пород, пересыщенных Al_2O_3 ($Al_2O_3 > Na_2O + K_2O + CaO$). Для них порядок пересчета отличается от такового для пород нормального ряда:

1) величине C будет соответствовать все количество CaO , так как эти породы пересыщены глиноземом;

2) избыток глинозема, обозначаемый Al_2O_3' , оставшийся после образования всех полевых шпатов и равный $Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO)$, удваивается и присоединяется к B ; соответственно величина $B = MgO + FeO' + 2Al_2O_3'$, где $2Al_2O_3'$ отвечает количеству атомов Al , входящих в состав простых силикатов;

3) вместо параметра c' вводится $a' = \frac{2Al_2O_3'}{B} \cdot 100$.

В табл. 5 приведен пример пересчета породы, пересыщенной Al_2O_3 (гранит, Казахстан).

Таблица 5

Окислы	Вес. %	Молек. кол-ва	Порядок вычисления
SiO_2	75,24	1253	$S = 1253 + 1 = 1254$
TiO_2	0,12	001	$Al_2O_3' = 127 - 102 - 17 = 8$
Al_2O_3	12,97	127	$8 \cdot 2 = 16$
Fe_2O_3	0,99	006	$B = 7 + (6 \cdot 2 + 8) + 16 = 43$
FeO	0,56	008	$C = 17$
MnO	Следы	—	$A = (57 + 45) \cdot 2 = 102 \cdot 2 = 204$
MgO	0,28	007	
CaO	0,96	017	
K_2O	5,42	057	
Na_2O	2,78	045	
H_2O	0,10	—	
П. п. п.	0,29	—	
Сумма . . .	99,71		$A + B + C + S = 1518$

Основные числовые характеристики:

$$a = \frac{204}{1518} \cdot 100 = 13,44; \quad b = \frac{43}{1518} \cdot 100 = 2,84; \quad c = \frac{17}{1518} \cdot 100 = 1,12; \quad s = \frac{1254}{1018} \cdot 100 = 82,60; \quad Q = 82,60 - (13,44 \cdot 3 + 1,12 \cdot 2 + 2,84) = 37,20.$$

Дополнительные числовые характеристики:

$$a' = \frac{16}{43} \cdot 100 = 37,30; \quad f' = \frac{20}{43} \cdot 100 = 46,51; \quad m' = \frac{7}{43} \cdot 100 = 16,49; \quad n = \frac{45}{102} \cdot 100 = 44,1; \quad \varphi = \frac{12}{20} \cdot 100 = 60; \quad t = \frac{1}{1254} \cdot 100 = 0,09;$$

$$Na : K = 45 : 57 = 1 : 1,3.$$

Порядок пересчета для пород, пересыщенных щелочами ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$)*. Рассмотрим лишь те особенности вычисления, которые отличаются от вычислений для пород нормального ряда.

1. Судить о количестве алюмосиликатов щелочей приходится по содержанию в породе Al_2O_3 , поскольку он весь пойдет на их образование. Количество атомов $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, идущих на построение алюмосиликатов щелочей, эквивалентно содержанию глинозема. Следовательно, $A = 2\text{Al}_2\text{O}_3$.

Избыток щелочей (Na), оставшийся после образования щелочных алюмосиликатов и обозначаемый $\text{Na}_2\text{O}'$, войдет в эгирин; $\text{Na}_2\text{O}' = (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3$.

2. Вводится основная характеристика $\bar{c} = 2\text{Na}_2\text{O}' = (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3) \cdot 2$. Она показывает количество атомов натрия, входящих в эгирин. Характеристика \bar{c} заменяет c , ибо анортит в этих породах отсутствует.

3. $B = \text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO}' - \bar{c}$; FeO' уменьшают на \bar{c} , так как эквивалентное ему количество атомов железа пойдет на образование эгирина.

4. Некоторые изменения вносятся в вычисление дополнительных числовых характеристик: так, $f' = \frac{\text{FeO}' - \bar{c}}{B} \cdot 100$; $\varphi = \frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3 - \bar{c}}{B} \times 100$; $n = \frac{\text{Na}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}'}{\text{Al}_2\text{O}_3} \cdot 100$, где n показывает отношение Na_2O , входящего в алюмосиликаты натрия (альбит и нефелин), к сумме щелочей, которые идут на построение алюмосиликатов (Na и K); эта сумма эквивалентна Al_2O_3 , поэтому величину $\text{Na}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}'$ и приходится делить на молекулярное количество Al_2O_3 .

Дополнительные характеристики m , c , t , Na : K вычисляются так же, как для пород нормального ряда.

В табл. 6 приводится пример пересчета породы, пересыщенной щелочами (хибинит, Часначорр).

Основные числовые характеристики:

$$a = \frac{404}{1444} \cdot 100 = 27,9; \quad b = \frac{103}{1444} \cdot 100 = 7,1; \quad \bar{c} = \frac{24}{1444} \cdot 100 = 1,6;$$

$$s = \frac{913}{1444} \cdot 100 = 63,4; \quad Q = 63,4 - (27,9 \cdot 3 + 1,6 \cdot 2 + 7,1) = -30,6.$$

Дополнительные числовые характеристики:

$$f' = \frac{50}{103} \cdot 100 = 48,6; \quad m' = \frac{20}{103} \cdot 100 = 19,4; \quad c' = \frac{33}{103} \cdot 100 = 32;$$

$$\varphi = \frac{18}{103} \cdot 100 = 17,4; \quad n = \frac{159 - 12}{202} \cdot 100 = 72,2; \quad t = \frac{12}{913} \cdot 100 = 1,3;$$

$$\text{Na} : \text{K} = 159 : 55 = 3 : 1.$$

* Разбор пересчетов для редко встречающихся пород, очень сильно пересыщенных щелочами (в которых $2\text{Na}_2\text{O}' > \text{FeO}'$), приводится в специальных руководствах по петрохимии.

Окислы	Вес. %	Молек. кол-ва	Порядок вычисления
SiO ₂	54,14	901	$S = 901 + 12 = 913$ $A = 202 \cdot 2 = 404$ $B = 33 + 20 + (2 \cdot 21 + 29 + 3) - 24 = 103$ $Na_2O' = (159 + 55) - 202 = 12$ $\bar{C} = 12 \cdot 2 = 24$
TiO ₂	0,95	012	
Al ₂ O ₃	20,61	202	
Fe ₂ O ₃	3,28	021	
FeO	2,08	029	
MnO	0,25	003	
CaO	1,85	033	
MgO	0,83	020	
Na ₂ O	9,87	159	
K ₂ O	5,25	055	
H ₂ O	0,78	—	
Сумма	99,89		$A + B + C + S = 1444$

Графическое изображение результатов пересчета и главнейшие особенности химизма, выраженные на диаграмме А. Н. Заварицкого. Для графического изображения основных числовых характеристик А. Н. Заварицкий пользуется прямоугольным тетраэдром $ACSB$. В этом тетраэдре прямые углы расположены при вершине S , которая служит началом координат. Длина ребер SA , SB , SC равновелика, $SA = SB = SC = a + b + c + s = 100$ (рис. 14, а).

Составы, состоящие из одного компонента, изображаются в соответственных углах тетраэдра. Составы из двух компонентов будут

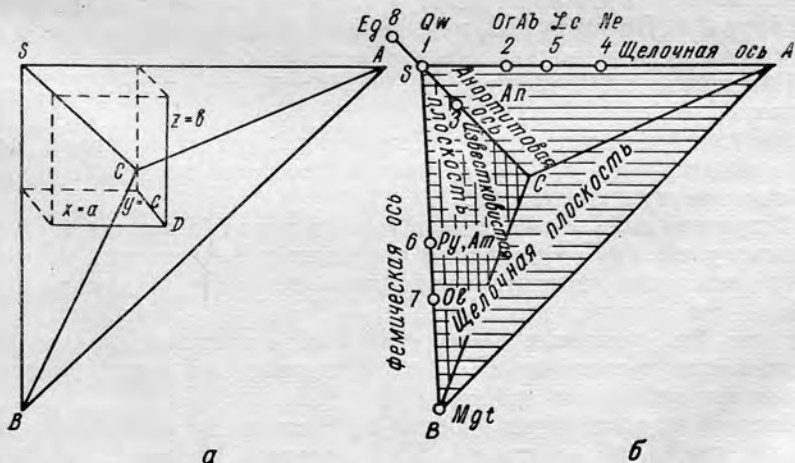


Рис. 14. Прямоугольный тетраэдр для графического изображения числовых характеристик по А. Н. Заварицкому (а); расположение плоскостей, осей и проекций породообразующих минералов в тетраэдре (б).

проектироваться на ребрах тетраэдра. Состав из трех компонентов A , B и C изобразится точкой на плоскости ABC . Состав из четырех компонентов проектируется в виде точки внутри тетраэдра. Положение в пространстве этой точки можно определить, опустив перпендикуляры на соответствующие плоскости.

Содержание компонента A будет пропорционально отрезку x — перпендикуляру из точки D на плоскость SCB , противоположную вершине A . Содержание компонента B пропорционально отрезку z — перпендикуляру из точки D на плоскость ACS , противоположную вершине B , и содержание компонента C определится отрезком y — перпендикуляром из точки D на плоскость ABS , противоположную вершине C . О содержании четвертого компонента S можно судить по величине отрезка, представляющего собой перпендикуляр из точки D на плоскость ACB (противоположную вершине S), или при помощи графического построения; откладывают от вершины S полученные отрезки a , b и c ; остаток будет пропорционален содержанию S , так как ребро $SB = a + b + c + s = 100$.

Следовательно, положение точки D определяется по прямоугольным координатам, согласно элементарным правилам начертательной геометрии. Для большей ясности на рис. 14, a в виде пунктирных линий нанесена прямоугольная система координат.

Метод построения основных характеристик сводится к следующему.

По ребру SA , называемому щелочной осью, откладывают основную числовую характеристику a . По ребру SC , называемому аортитовой осью, откладывают основную числовую характеристику c . В щелочных породах вместо аортита присутствует эгирин, количество которого отвечает параметру \bar{c} . Коэффициент \bar{c} откладывается по ребру SA . По ребру SB , называемому фемической осью, откладывают основную числовую характеристику b .

Плоскость SAB называется щелочной, плоскость SCB — известковистой (рис. 14, б).

Все магматические породы характеризуются четырьмя основными параметрами a , b , c , s , поэтому составы их будут проектироваться внутри тетраэдров.

Фигуративные точки составов горных пород (в принятой системе) по самому способу образования числовых характеристик не выйдут из треугольника аортит — нефелин — магнетит, а для щелочных пород — из треугольника эгирин — нефелин — магнетит. Следовательно, фигуративные точки, отвечающие составам горных пород, будут всегда располагаться лишь в центральной части диаграммы в пределах названных треугольников (рис. 14, б).

Составы горных пород удобнее изображать не на пространственной фигуре, а на плоскости. Для перехода от пространственной фигуры прямоугольного тетраэдра пользуются простым приемом начертательной геометрии. Для этого плоскости ASB и BSC развертываются на плоскость чертежа (рис. 15). Получается плоскостная фигура в виде двух соединенных равносторонних треугольников,

общей стороной которых является ребро SB , а два ребра SA и SC представляют собой прямую линию. Фигуративная точка в тетраэдре, отвечающая составу горной породы, на плоскости изобразится в виде двух проекций на щелочную и известковистую плоскость, т. е. на плоскость ASB и CSB .

Проекцией фигуративной точки состава породы на щелочной плоскости будет точка D_1 , на известковистой плоскости D_2 . Отрезок D_1E соответствует параметру a , D_2E отвечает параметру c . Параметр s легко найти построением: ребро SB принять равным $100 = a + b + c + s$, отложив от точки E отрезок $EY = ED_1 = a$ и отрезок $YK = D_2E = c$, получают отрезок $KB = s$. Чем меньше параметр b ,

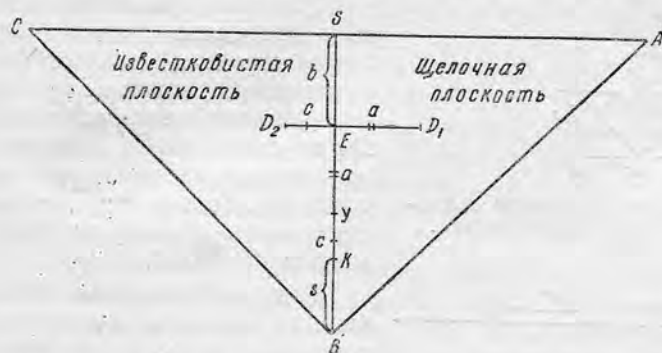


Рис. 15. Проекция тетраэдра на плоскость.

тем ближе к вершине S , т. е. к началу координат, расположится точка E и соответственно точки D_1 и D_2 . Таким образом, породы, богатые кремнекислотой, будут располагаться вверху диаграммы — ближе к точке S , породы, обедненные кремнекислотой — дальше от точки S , внизу диаграммы.

Для полной характеристики петрохимических особенностей горной породы наряду с основными числовыми характеристиками следует графически отразить и более тонкие черты химизма: 1) соотношение между f' , m' , c' или a' , f' , c' для пород, пересыщенных глиноземом, 2) отношение между щелочами в основном параметре a .

Для определения параметров f' , m' , c' или f' , m' , a' пользуются методом графического изображения в прямоугольном треугольнике с началом координат в точке D_1 , на щелочной плоскости (рис. 16). Состав смеси из трех компонентов f' , m' , c' в прямоугольном треугольнике, в котором катеты $f'm' = f'c' = f' + m' + c' = 100$, изобразится следующим образом: в точке M содержание компонента c' пропорционально отрезку ML ; содержание m' пропорционально отрезку MP ; содержание f' пропорционально отрезку MT , так как по построению отрезки $TQ = Nm' = NT = ML$, а линия $PQ = 100 = f' + m' + c'$, следовательно, отрезок MT пропорционален f' .

То же относится к изображению параметров f' , m' , a' , проекция которых строится условно влево от точки f' . В точке M'_1 содержание

a' пропорционально отрезку $f'P'$, содержание m' — пропорционально отрезку $P'M'$ и содержание f' пропорционально отрезку $M'T'$.

На общей диаграмме дополнительные числовые характеристики f' , m' , c' и f' , m' , a' изображаются в виде векторов; вектор строится от фигуративной точки D_1 (рис. 17); обозначения те же, что на рис. 15 и 16, точка f' соответствует D_1). c' откладывается в выбранном масштабе, вправо от точки D_1 на продолжении линии ED_1 ; m' откладывается вниз от точки D_1 .

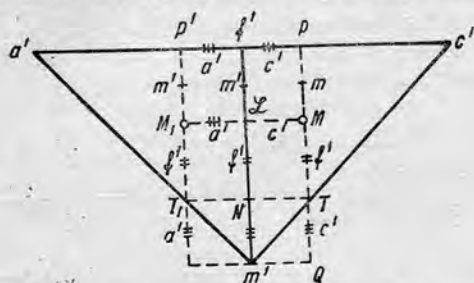


Рис. 16. Графическое изображение дополнительных числовых характеристик.

Вектор D_1M будет иллюстрировать отношение параметров f' , m' , c' .

Для составов, пересыщенных глиноземом, вектор условно строится влево от фигуративной точки D_1 ; a' откладывают влево от точки D_1 по линии D_1E ; параметр m' откладывается вниз от точки D_1 . Вектор будет иллюстрировать отношение параметров f' , m' , a' .

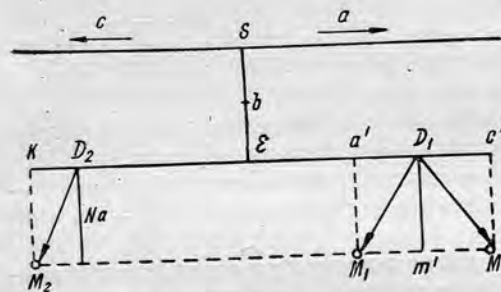


Рис. 17. Общая схема построения основных и дополнительных числовых характеристик по А. Н. Заварицкому.

Для изображения отношения калия к натрию от точки D_2 влево (в горизонтальном направлении) откладывают молекулярное количество K_2O , а от точки D_2 вниз (в вертикальном направлении) — Na_2O . Вектор, построенный на указанных значениях, выражает отношение щелочей в параметре a , которое иллюстрируется только наклоном вектора D_2M_2 ; конец его всегда об-

рывается на том же уровне, на котором оканчивается вектор D_1M_1 .

Способ графического изображения химизма магматических пород методом А. Н. Заварицкого позволяет нанести на диаграмму большое количество химических анализов горных пород и наглядно сравнивать их между собой. Это имеет большие преимущества для сопоставления различных пород одной петрографической формации, для изучения вулканизма отдельных областей и т. п. Химические особенности породы иллюстрируются двумя векторами, обозначаемыми на диаграмме одним номером.

Векторы, расположенные ближе к началу координат (т. е. к точке S), указывают на богатство породы SiO_2 и на незначительное содер-

жание фемических компонентов; векторы, находящиеся внизу диаграммы, соответствуют породам, богатым фемическими составными частями и бедным SiO_2 . Расстояние вектора, располагающегося в правом поле диаграммы от оси SB , отражает содержание щелочных алюмосиликатов: чем дальше расположен вектор, тем большее значение приобретают названные минералы.

Длина вектора определяет относительное содержание f' в b , а наклон — содержание m' и c' ; векторы, близкие к вертикальным, указывают на богатство темноцветных компонентов магнезией; пологие векторы — кальцием. Для пород, пересыщенных глиноземом, вектор наклонен вниз — влево. Наклон вектора определяет относительное содержание магнезии по отношению к алюминию в цветных минералах.

Положение второго вектора, находящегося в левом — известковом — поле диаграммы, определяет содержание в породе анортита. Для пород, богатых анортитом, вектор расположен дальше от оси SB , для бедных анортитом — ближе к оси SB .

Крутой вектор соответствует породам, в которых натрия преобладает над калием; пологий указывает на преобладание калия среди щелочей.

Для пород, пересыщенных щелочами, имеющих основные числовые характеристики a , \bar{c} , b и s , оба вектора будут располагаться на правой стороне диаграммы; по этой особенности сразу можно отличить породы, пересыщенные щелочами, от пород нормального ряда и пересыщенных глиноземом.

При сравнении химизма магматических комплексов и пород самостоятельных петрографических провинций через начало векторов проводится соединительная линия. Эта линия показывает тенденцию в магматической эволюции комплекса одновозрастных пород. Относительное положение этой линии на диаграмме (в сравнении с другими) вскрывает черты сходства и отличий для пород различных комплексов.

Краткие сведения о других методах пересчета (методы Е. А. Кузнецова, С. У. Р. W., Барта)

Наряду с изложенными выше методами имеются и другие приемы пересчета горных пород, важнейшие из которых обстоятельно изложены в работах по петрохимии А. Н. Заварицкого [1950], С. Д. Четвертикова [1956].

Метод Е. А. Кузнецова базируется на использовании числовых характеристик А. Н. Заварицкого и нормативно-молекулярного метода Ниггли. Он имеет преимущества перед другими методами, так как для петрохимических построений в нем применяются данные химических анализов и результаты количественно-минералогических подсчетов в шлифах. Е. А. Кузнецовым предложен метод графического изображения результатов пересчета анализов горных пород,

основанный на тех же принципах аналитической геометрии, которые употребляются А. Н. Заварицким.

Метод Кросса, Иддинга, Пирсона и Вашингтона (С. У. Р. У.) основан на расчете химического состава горных пород с выделением в них так называемых «нормативных» или «стандартных» минералов. Этот метод представляет несомненный интерес, так как позволяет судить о потенциальном минеральном составе магматических и метаморфических пород, что часто является необходимым для решения ряда петрологических проблем. Результаты пересчета на нормальный состав могут быть широко использованы для сравнения реального (наблюдаемого) и нормативного (вычисленного) минерального состава пород. Близкие значения этих чисел свидетельствуют о приблизительно равновесных условиях кристаллизации, расхождение же указывает на быструю кристаллизацию (неравновесную) или заставляет искать другие объяснения. Данные пересчета по методу С. У. Р. У. являются обязательными для нанесения фигуративных точек состава пород на физико-химические диаграммы, иллюстрирующие пути кристаллизации систем, близких к природным.

Метод Ниггли применим для изучения магматических, осадочных и метаморфических пород. Разработанный способ графического изображения с выделением на диаграммах полей изверженных и осадочных пород часто дает возможность подойти к решению вопросов, касающихся их генезиса; так, например, по положению фигуративной точки, отвечающей химизму метаморфической породы, можно установить особенности ее исходного материала.

Метод Барта, известный под названием «кислородного» метода, был опубликован в 1948 г. Он дает возможность количественного учета химических изменений, происходящих при метасоматических процессах. Этот метод основан на вычислении количества катионов в так называемой стандартной ячейке, сложенной ионами кислорода; последние являются крупнейшими ионами породообразующих минералов. Автор считает, что породы не изменяют объем при метасоматических процессах, неизменным остается количество O_2 в данной единице объема — стандартной ячейке. За стандартную ячейку принимается каркас, сложенный 160 атомами O_2 , так как в горных породах со 160 ионами O_2 бывает связано примерно около 100 ионов других элементов; в стандартной ячейке гранита присутствует около 96% катионов, в базальтах — 102,4%, в оливинитах — 120%.

Путем простых арифметических вычислений химический состав породы приводится к ее стандартной ячейке, в которой учитывается не только качество, но и количество катионов, входящих в ее состав.

Общий вид полученной при этом «формулы» выглядит следующим образом: $Si_{48,5}Ti_{1,9}Al_{16,0}Fe_{10,7}Mg_{5,9}Ca_{9,0}Na_{4,5}K_{1,4}P_{0,2}$. Эта формула соответствует диабазу. В амфиболите, происшедшем из этого диабаза, формула изменяется и характеризуется следующими значениями катионов: $Si_{48,3}Ti_{1,87}Al_{15,1}Fe_{8,31}Mg_{4,6}Ca_{8,7}Na_{4,3}K_{3,8}P_{0,9}$. Сравнивая приведенные данные, можно судить о типе метасоматоза и количестве привнесенного и вынесенного вещества.

Н. И. Наковник разработал метод пересчета, дающий возможность оценки привноса-выноса веществ, осуществляемых при метасоматических процессах, с учетом изменения объема пород [Наковник, 1958].

Глава III. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

§ 9. Общие сведения о минеральном составе магматических пород

Большинство магматических пород нацело или почти нацело состоит из кристаллического агрегата минералов, с определения которых и начинается обычно изучение пород. Тип минеральных парагенезисов зависит от общего химического состава пород и от условий их формирования. Определенным по химизму типам соответствуют закономерные парагенезисы породообразующих минералов, являющиеся основой классификации пород.

Зависимость минерального состава от условий образования отчетливо видна при сравнении состава минералов интрузивных и экструзивных пород. Первые формируются при медленном охлаждении, сохранении в расплаве летучих компонентов, что обуславливает формирование в них равновесных минеральных парагенезисов. Вторые, наоборот, застывают при быстром охлаждении в неравновесных условиях и характеризуются образованием в них неравновесных ассоциаций минералов. Благодаря закалке здесь часто сохраняются метастабильные модификации минералов, отличающиеся от соответствующих им модификаций в глубинных породах наименьшим упорядочением кристаллической решетки, особенностями физических свойств и иным химизмом. Иллюстрацией сказанного является сравнение состава и свойств полевых шпатов, пироксенов, нефелинов интрузивных и экструзивных пород (см. обзор главных породообразующих минералов).

Для понимания особенностей формирования породы важное значение, наряду с определением химизма и количественного содержания минералов, имеет изучение морфологии последних, характера их строения, аутометаморфических и вторичных изменений и других особенностей. Соответственно вышеизложенному, минералы магматических пород разделяют, во-первых, по классификационному значению (или по количественному содержанию в породе) и, во-вторых, по генезису.

§ 10. Разделение минералов по классификационному значению

По той роли, которую играют минералы в составе магматических пород, среди них выделяют главные (или существенные) и второстепенные (или несущественные).

Главные (или существенные) минералы составляют основную часть породы и являются породообразующими минералами; по ним определяют название горной породы. Так,

например, в граните главными минералами являются полевые шпаты, кварц и биотит; исчезновение одного из этих минералов или резкое уменьшение его количества заставит изменить название породы. По химическому составу главные минералы разделяются на следующие две группы:

Салические минералы названы по главным химическим элементам Si и Al, входящим в их состав. Катионами в них являются Na, K, Ca. К салическим минералам относятся полевые шпаты, фельдшпатоиды и кварц. Перечисленные минералы микроскопически обычно светлоокрашены, а в шлифах всегда бесцветны; поэтому их нередко называют также бесцветными или лейкократовыми (от греч. «лейкос» — бесцветный).

Фемические (или мафические) минералы характеризуются высоким содержанием Fe и Mg; от начальных букв в словах «феррум» и «магний» они и получили свое название. К этой группе относятся оливины, пироксены, амфиболы, слюды. Синонимом являются термины «цветные», или «меланократовые» (от греч. «меланос» — темный).

Среди главных минералов магматических пород наибольшее развитие имеют полевые шпаты, благодаря этому большинство магматических пород представлено полевошпатовыми разновидностями: к ним относятся такие распространенные породы, как граниты и гранитоиды, габбро и базальты, снениты и диориты и др.

Разделение магматических пород на семейства (группы) проводится главным образом по характеру присутствующих в них полевых шпатов, правильное определение которых является необходимым условием для диагностики пород.

Наряду с полевыми шпатами важное значение для определения пород имеют также такие симптоматические минералы, как кварц и фельдшпатоиды, показывающие на перенасыщенность или недоушенность пород SiO_2 .

По характеру фемических минералов выделяют разновидности среди основных типов магматических пород, так, например, в группе габбро выделяют нориты, содержащие ромбический пироксен, форелленштейны, содержащие оливин, амфиболовое габбро.

О приблизительном содержании салических минералов в некоторых типах магматических пород можно судить по рис. 18. Приведенные различными авторами [Заварицкий 1955, Barth, 1955 и др.] подсчеты среднего содержания минералов в магматических породах дают довольно большие расхождения; однако порядок цифр в них примерно следующий (вес. %): полевые шпаты — 50—65, кварц — 10—14, пироксен — 10—12, роговая обманка — 1,5—2, слюды — 4—5, нефелин — менее 1, магнетит, апатит и другие минералы — 5—6. Обзор основных особенностей породообразующих минералов приводится ниже.

Второстепенные (или несущественные) минералы находятся в незначительных количествах (менее 1—5%); их присутствие или отсутствие не отражается на общем названии породы.

В качестве второстепенных составных частей могут встречаться как рассмотренные выше силикатные и феррические минералы, так и более редкие, которые обычно содержатся в магматических породах в незначительных количествах. Некоторые из последних являются характерными для определенного типа пород (например, хромит для перидотитов, монацит для гранитоидов, эвдиалит — для нефелиновых сиенитов), другие, например, апатит и магнетит, встречаются в разных типах. Эти специфические минералы названы *акцессорными*. К ним относятся циркон, касситерит, монацит, ксенотим, шеелит, рутил, апатит, сфен, эвдиалит и эвколит, астрофиллит, хромит, шпинель, самородная платина, магнетит, титаномагнетит и многие другие рудные и нерудные минералы.

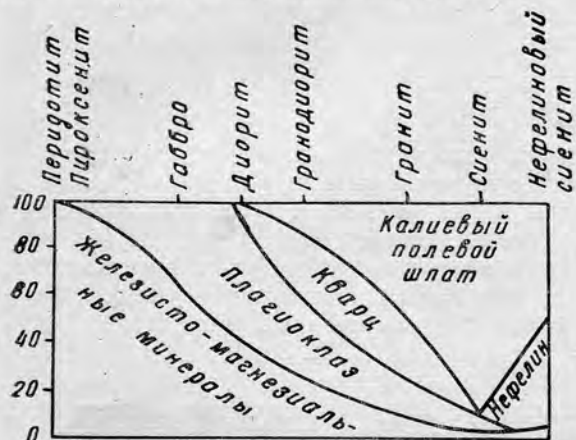


Рис. 18. Средний состав главнейших типов магматических пород (по В. И. Лучицкому).

В некоторых случаях содержание названных минералов может увеличиваться и тогда по ним определяют разновидность горной породы. Так, например, эвдиалит в нефелиновых сиенитах Хибин приобретает значение существенной составной части и породу называют эвдиалитовым нефелиновым сиенитом, или хибинитом. Изучение акцессорных минералов имеет важное значение для понимания формирования пород, а также для выявления особенностей минерализации отдельных магматических комплексов, так как процессы миграции элементов могут обусловить (в отдельных случаях) концентрацию акцессорных минералов в больших количествах и образование месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых.

В качестве несущественных составных частей породы могут присутствовать вторичные минералы — хлорит, кальцит, цеолиты и другие, по которым можно судить о вторичных процессах изменения породы.

А. Н. Заварицкий к категории второстепенных причисляет так называемые *викарирующие минералы*, которые замещают главные минералы, например мусковит, развивающийся по олигоклазу, и др.

§ 11. Разделение минералов по генезису

По своему происхождению минералы магматических пород деляются на две основные группы: первичные (и постериорные) и вторичные. Иногда выделяют еще ксеногенные, или случайные, минералы, которые вообще не свойственны магматическим породам и встречаются в них в особых случаях.

Первичные минералы образуются в процессе кристаллизации магматического расплава без заимствования материала извне и без участия экзогенных процессов. Среди группы первичных минералов можно выделить две подгруппы: собственно первичные минералы и постериорные, или реакционные, минералы. Собственно первичные минералы непосредственно кристаллизуются из магматического расплава; особенности их кристаллизации очень сложны и зависят от физико-химических условий и от общего состава расплава.

Постериорные* (реакционные) минералы образуются при реакции собственно первичных минералов или с магматическим расплавом, или с пневмолитами и гидротермальными растворами, содержащимися в той же магме. Процессы изменения магматической породы, осуществляющиеся за счет того же магматического расплава, называют автометаморфическими изменениями, а сам процесс — автометаморфизмом. Синонимами термина «постериорные» являются «автометаморфические», «эпигенетические», «девторические». Некоторые авторы (Боуэн, А. Н. Заварицкий) относят к реакционным только те постериорные минералы, которые образуются при реакции с расплавом, а формирующиеся в пневмолитовую и гидротермальную фазы — ко вторичным.

Выделяют постериорные минералы, образующиеся в магматическую, пневмолитовую и гидротермальную стадии автометаморфизма. Две последние рассматриваются совместно, так как их четкое разграничение вызывает большие затруднения.

1. Постериорные минералы магматической стадии формируются при высокой температуре ($>600^{\circ}\text{C}$), когда большая часть породы находится еще в расплавленном состоянии. К типичным постериорным минералам можно отнести, например, ромбический пироксен, образующий в некоторых породах реакционную кайму вокруг оливина. Ортоклаз во многих случаях может представлять собой продукт реакции ранее выделившегося лейцита с расплавом. В других случаях лейцит (при реакции с расплавом) преобразуется в так называемый псевдолейцит — смесь ортоклаза, альбита и нефелина. Экспериментальное изучение тройной системы — нефелин — кальцит — кварц — объясняет особенности кристаллизации этой системы и образование псевдолейцитовых пород. В дальнейшем, однако, было установлено, что присутствие воды в магматическом

* От латинского «постериор» — последующий.

расплаве обуславливает конгруэнтное плавление ортоклаза и непосредственное выделение его из расплава.

2. В пневматолитовую и гидротермальную стадии образуются минералы, в состав которых входят летучие компоненты (H_2O , F, B, Cl, CO_2 , SO_3 , H_2O , OH и др.). Типичными являются, например, мусковит, топаз, турмалин, флюорит и другие минералы, замещающие полевые шпаты при процессах грейзенизации.

Канкринит и содалит также представляют собой характерные постериорные минералы, образующиеся при воздействии на нефелин CO_2 и SO_3 . К тому же типу, в ряде случаев, относится серпентин, замещающий оливин и энстатит в перидотитах и оливинитах (Bowen, Tuttle, 1949). Образование минералов гидротермальной и пневматолитовой стадии аутометаморфизма происходит после того, как порода нацело или почти нацело закристаллизовалась.

Вторичные минералы в магматических горных породах образуются в результате воздействия процессов выветривания, гидротермальной деятельности, контактового метаморфизма и др. Вторичные минералы могут являться как продуктами изменения первичных, так и новообразованиями (например, минералы, заполняющие миндалины в эффузивных породах).

Степень интенсивности развития вторичных минералов различна: от замещения первичных составных частей породы по трещинкам и краям до образования по ним полных псевдоморфоз. К вторичным минералам относятся, например, серпентин, развивающийся по магнезиальным минералам в ультраосновных породах, глиноподобный агрегат (пелит), замещающий калиевые полевые шпаты. Минералы, заполняющие пустоты в лавах (хлорит, халцедон, карбонаты и др.), связаны с циркуляцией гидротермальных растворов.

Изменение первичных минералов магматических (и других) пород с особой наглядностью выражено при процессах метасоматоза, широко развитого в областях докембрия и выражающегося в интенсивном развитии микроклина и некоторых других минералов (см. гл. III, § 12).

Ксеногенные, или случайные, минералы попадают в горную породу извне и не связаны с процессом кристаллизации ее из первичного магматического расплава. Они могут возникнуть в породе за счет частичной или полной ассимиляции обломков посторонних пород — ксенолитов. Так, образование корунда в некоторых габброидных породах обусловлено ассимиляцией глиноземистых осадков. Появление кальцита и минералов, содержащих CO_2 , во многих нефелиновых сиенитах дает повод предполагать ассимиляцию карбонатных масс при образовании этих пород. Некоторые минералы могут являться остатками нерезорбированных составных частей обломков вмещающих пород, например, ксеногенный кварц в базальте, попавший в последний из обломков песчаников. Ксеногенные минералы имеют весьма малое распространение в магматических породах и обычно не учитываются при их систематике.

Разделение минералов на указанные выше генетические группы вызывает часто большие затруднения при практической работе. Целый ряд минералов может возникать в магматических породах различными путями; так, например, серпентин может образовываться и в результате автометаморфизма и при процессах выветривания. Критерием для выяснения генезиса того или иного минерала является изучение их морфологии и особенностей геологического развития.

Так, например, заполнение минералами пустот и трещинок в породе указывает на их вторичное происхождение; если же наблюдается пегматоидное срастание двух минералов, один из которых может образовываться только при кристаллизации из магматического расплава, то следует и второй минерал считать первичным. Наблюдение над пространственным распределением минералов в магматическом теле во многих случаях дает возможность судить о генезисе минералов. Так, например, если серпентинизация оливина распространена по всей массе породы и обнаруживается даже в частях интрузии, находящихся на значительной глубине, то это доказывает, что серпентинизация связана с процессом автометаморфизма, а не с процессом выветривания. Если же минерал встречается только в поверхностных частях магматического тела, тогда есть все основания считать образование его вторичным. Наблюдение над пространственным расположением измененных пород часто является единственным критерием для отличия минералов вторичных от реакционных, так как формы развития их часто совершенно тождественны.

§ 12. Краткий обзор главных породообразующих минералов магматических пород

Ниже приводится краткий обзор наиболее типичных особенностей главных породообразующих минералов, являющийся необходимым для понимания систематики магматических пород и основных петрологических выводов. Методы определения минералов в шлифах (включая федоровский, иммерсионный и др.), а равно как и принципы физико-химического изучения здесь не рассматриваются, так как они изложены в специальных руководствах.

Полевые шпаты представляют собой наиболее распространенные породообразующие минералы, составляя существенную часть большинства магматических пород. Они представляют собой алюмосиликаты каркасного строения с общим типом радикала $Al_m Si_{n-m} O_{2n}^{m-}$. Обычными катионами являются Ca^{+2} , Na^{+1} и K^{+1} , и соответственно породообразующие полевые шпаты разделяются на две группы: плагиоклазы (или кальциево-натровые полевые шпаты) и щелочные (или калинатровые).

Плагиоклазы характеризуются гетеровалентным изоморфизмом $CaAl \rightleftharpoons NaSi$, соответственно выделяются крайние члены — альбит $\{Na AlSi_3O_8\}$ и анортит $Ca \{Al_2Si_2O_8\}$ — и серия

промежуточных между ними соединений. По содержанию анортита плагиоклазы разделяются на 100 номеров, объединенных под названием олигоклас, андезин, лабрадор и битовнит. В табл. 7 приводится схема разделения плагиоклазов, общепринятая в современной петрографической литературе.

Таблица 7

Разделение плагиоклазов по содержанию в них анортита

Плагиоклазы	Содержание, %		Номер плагиоклаза	Тип плагиоклаза
	анортита	альбита		
Альбит	0—10	100—90	0—10	Кислые
Олигоклас	10—30	90—70	10—30	
Андезин	30—50	70—50	30—50	Средние
Лабрадор	50—70	50—30	50—70	
Битовнит	70—90	30—10	70—90	Основные
Анортит	90—100	10—0	90—100	

Кислые, средние и основные плагиоклазы выделены по содержанию в них кремнекислоты; кислые плагиоклазы богаты альбитом, содержащим значительно большее количество SiO_2 , чем анортит (табл. 8).

Таблица 8

Химический состав некоторых плагиоклазов, %

Плагиоклазы	Окислы			
	Na_2O	CaO	Al_2O_3	SiO_2
Альбит № 0	10,79	—	19,40	68,81
Олигоклас № 25	8,84	5,03	23,70	62,43
Андезин-лабрадор № 50	5,89	10,05	28,10	56,05
Битовнит № 75	2,92	15,08	32,33	49,67
Анортит № 100	—	20,10	36,62	43,28

Кислые плагиоклазы характерны для пород, богатых кремнекислотой, — гранитов и гранитоидов; андезин является существенной составной частью средних пород ряда диоритов и сиенитов; основные плагиоклазы типичны для габбро-базальтов. В физико-химическом отношении плагиоклазы представляют собой непрерывный ряд твердых растворов между альбитом и анортитом (кристаллизующихся по первому типу Розебума), характеризующихся непрерывным изменением свойств получающихся твердых фаз.

Диаграмма фазового равновесия дана на рис. 19. На оси абсцисс откладывается состав плагиоклаза, на оси ординат — температура плавления (кристаллизации). Верхняя кривая — ликвидус —

соответствует составам жидкой фазы (расплава), находящейся при заданной температуре в равновесии с твердой фазой. Нижняя кривая — солидус — характеризует состав твердых фаз. Обе кривые соединяются в точках плавления альбита и анортита. Температура плавления альбита на 450°C ниже, чем анортита. Указанные кривые ликвидус и солидус разделяют диаграмму на три поля; первое, находящееся выше линии ликвидус, является дивариантным и отвечает одной жидкой фазе — расплаву плагиоклаза. Область, заключенная между кривыми ликвидус и солидус, является моновариантной и соответствует двум фазам — твердой (представленной кристаллами плагиоклаза) и расплаву. Состав этих равновесных фаз легко устанавливается для любого заданного расплава проведением конноды*, параллельной оси абсцисс. Дивариантное поле, лежащее ниже кривой солидуса, соответствует одной твердой фазе — однородному плагиоклазу.

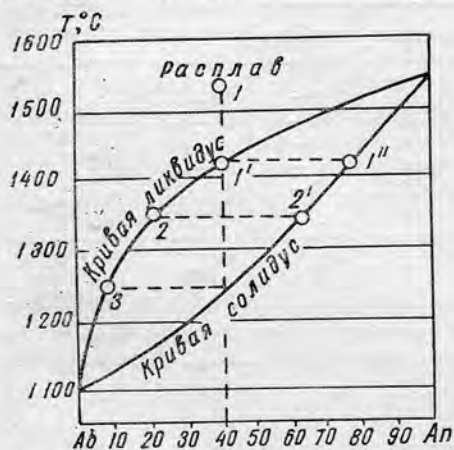


Рис. 19. Диаграмма фазового равновесия [Боуэн, 1933] в системе Ab(альбит) — An(анортит).

Особенности кристаллизации расплава, соответствующего плагиоклазу № 40 (фигуративная точка I), иллюстрируются рис. 19. Линия, проведенная параллельно оси ординат, соответствует пути кристаллизации расплава. Появление первой твердой фазы начинается при $t = 1430^{\circ}\text{C}$, при достижении кривой ликвидус (фигуративная точка I'). Состав выделяющихся кристаллов легко определить проведением конноды I'—I'', параллельной оси абсцисс; в данном случае он будет соответствовать № 78, т. е. является (по сравнению с исходным расплавом) значительно обогащенным анортитом (на 38 номеров). По мере падения температуры выделившийся плагиоклаз будет реагировать с расплавом и переходить в разновидности, относительно обогащенные альбитом. Состав твердой фазы будет изменяться вдоль кривой солидус, а расплава — вдоль кривой ликвидус. Так, например, при $t = 1350^{\circ}\text{C}$ кристаллы плагиоклаза соответствуют № 60 (точка 2'), а расплава — № 19 (точка 2). Реакция между твердой фазой и расплавом будет проходить до тех пор, пока последняя капля расплава (в точке 3) не будет израсходована. Плагиоклаз при этом будет представлен андезином № 40 и будет соответствовать составу исходного расплава.

* Коннодой называется линия, соединяющая фазы, находящиеся в равновесии при данных температуре и давлении.

При быстром охлаждении истинное равновесие не устанавливается и ранее выделившиеся более основные кристаллы не успевают прореагировать с расплавом; при этом возникают зональные кристаллы, в которых внутренние зоны более обогащены высокотемпературным компонентом, чем внешние.

В экзрузивных и гипабиссальных породах, имеющих порфировую (или порфиroidную) структуру, состав вкрапленников плагиоклаза отличается от микролитов, или мелких зерен, основной массы большей основностью. Это связано с тем, что плагиоклаз, кристаллизующийся на глубине, был обогащен высокотемпературной аортитовой составляющей, а расплав был более кислым; при излиянии на земную поверхность или внедрении в верхние горизонты Земли происходила быстрая кристаллизация, при которой расплав, содержащий вкрапленники плагиоклаза, застыл в виде мелкозернистой, неполнокристаллической массы. Реакция между этим расплавом и вкрапленниками не происходила, и в породе сосуществуют два плагиоклаза, резко различающиеся по составу. Такие случаи являются обычными для всех экзрузивных пород, содержащих вкрапленники и микролиты плагиоклаза.

Среди плагиоклазов выделяют низкотемпературные и высокотемпературные модификации, отличающиеся друг от друга кристаллооптическими и другими физическими свойствами. Первые, типичные для глубинных магматических пород, характеризуются наибольшим упорядочением атомов кремния и алюминия в кристаллической решетке; вторые присутствуют в породах, формирующихся при быстром охлаждении — лавах, туфах, а также в технических продуктах. Между высокотемпературными и низкотемпературными плагиоклазами имеется ряд промежуточных разновидностей. А. С. Марфуниным составлены диаграммы «состав — степень упорядочения — оптическая ориентировка», дающие возможность определить степень упорядочения плагиоклаза по кристаллооптическим свойствам [Марфуний, 1962; Саранчина, 1963].

Щелочные (калиевые) полевые шпаты. По химическому составу среди этой группы выделяют существенно калиевые, к которым относятся санидин, ортоклаз, микроклин, существенно натровые (альбит) и калиево-натровые (анортоклаз, микрокриптопертиты и антипертиты*). По степени упорядочения атомов кремния и алюминия в кристаллической решетке выделяют низкотемпературные, высокотемпературные и промежуточные модификации, обозначаемые нередко как «низкие», «высокие» и «промежуточные».

Кристаллическая решетка разновидностей, образующихся при быстром остывании (закалке), является наименее упорядоченной; к ним относятся «высокие» санидин и альбит и др. Наибольшей степенью упорядочения обладает «низкий», или «максимальный»,

* Микро- и криптопертиты и антипертиты выделяются в известной мере условно вследствие их гетерогенности.

микроклин и «низкий» альбит. Табл. 9 иллюстрирует выделение среди калинатовых полевых шпатов различных модификаций.

Таблица 9

Разделение щелочных полевых шпатов по химизму и степени упорядочения кристаллической решетки

Химизм	Минеральные воды		Сингония
Существенно калиевые	Санидин	Высокий Низкий	Моноклинная
	Ортоклаз	Высокий Низкий	Моноклинная
	Триклинные ортоклазы Микроклины	Промежуточные Высокий и промежуточный	Триклинная
	Микроклин	Низкий (максимальный)	Триклинная
Существенно натровые	Альбит	Высокий Низкий	Триклинная
Калинатовые	Анортоклаз	Высокий Низкий	Триклинная

Изучение особенностей кристаллизации калиевого полевого шпата (в системе $K\{AlSi_2O_6\} - SiO_2$) и фазовых взаимоотношений между альбитом и калиевым полевым шпатом является необходимым для понимания особенностей формирования пород, содержащих эти минералы.

Диаграмма фазового равновесия в системе лейцит ($KAlSi_2O_6$)— SiO_2 иллюстрируется рис. 20. Из диаграммы видно, что калиевый полевой шпат при температуре $1150 \pm 20^\circ C$ плавится incongruently, распадаясь на твердую фазу (лейцит) и расплав. Ход кристаллизации может быть показан на следующих примерах: из расплава, состоящего из 90% $KAlSi_2O_6$ и 10% SiO_2 (точка a), при $t = 1650^\circ C$ (точка a') начнет кристаллизоваться лейцит. Его выделение влечет за собой изменение состава расплава, идущее вдоль кривой $a'b'$. На всем протяжении падения температуры от точки a' ($t = 1650^\circ C$) до точки a'' ($t = 1150 \pm 20^\circ C$) продолжает кристаллизоваться лейцит. При температуре $1150 \pm 20^\circ C$ будет происходить реакция лейцита с расплавом состава P и образование калиевого полевого шпата. Точка P называется перитектической или точкой превращения. Перитектическая реакция идет при постоянной температуре. В конечном итоге из заданного состава расплава получится две твердые фазы:

лейцит $\approx 55\%$ и ортоклаз $\approx 45\%$. Все составы, лежащие левее состава ортоклаза, будут кристаллизоваться подобным же образом; разница будет лишь в количественном соотношении получившихся твердых фаз.

Расплав, соответствующий калиевому полевому шпату (точка b), начинает кристаллизоваться с лейцита, при $t = 1520^\circ \text{C}$ (точка b'). При достижении $t = 1150 \pm 20^\circ \text{C}$ (точка b'') начинается перитектическая реакция и весь лейцит преобразуется в ортоклаз.

Если фигуративные точки находятся правее состава ортоклаза, то кристаллизация также начнется с выделения лейцита; в точке P

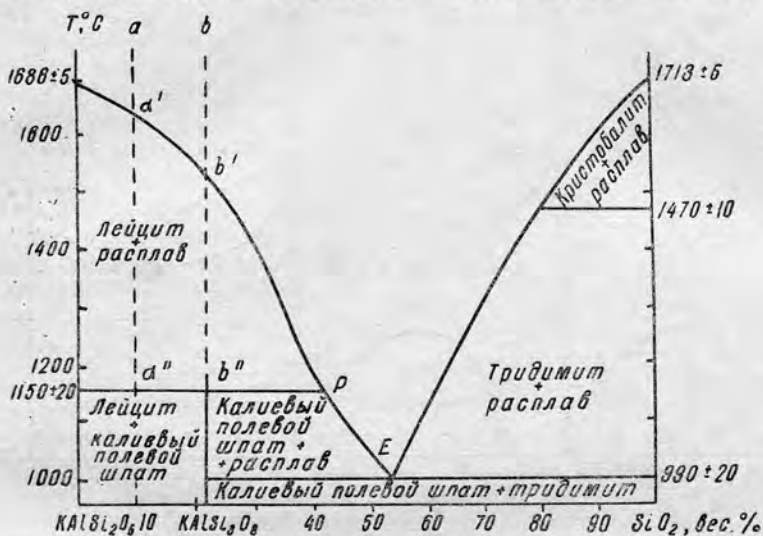


Рис. 20. Диаграмма фазового равновесия в системе лейцит (KAlSi_2O_6) — SiO_2 (Schairer, Bowen, 1933).

при $t = 1150 \pm 20^\circ$ после полного преобразования в калиевый полево шпат остается некоторое количество расплава, кристаллизация которого закончится в эвтектической точке E , при $t = 990 \pm 20^\circ \text{C}$. Составы, лежащие правее точки P , кристаллизуются по эвтектической схеме.

Диаграмма фазовых отношений в системе альбит (Ab) — калиевый полево шпат (Or) для сухих расплавов и при давлении водяного пара в 1000 и 2000 at приводится на рис. 21.

Из диаграммы видно, что при высокой температуре полевые шпаты образуют непрерывный ряд твердых растворов; кривые ликвидус и солидус обладают инвариантной точкой min (m), отвечающей составу $\text{Ab}_{65}\text{Or}_{35}$; расплав этого состава затвердевает при $t = 1063^\circ \text{C}$ с образованием кристаллов того же состава, как и жидкая фаза (расплав). Расплавы иного состава при кристаллизации перемещаются к точке m . Кристаллизация из сухих расплавов осложняется инконгруэнтным плавлением лейцита, который представляет собой

первую кристаллическую фазу, выделяющуюся из расплава, содержащего больше 49% ортоклаза (рис. 21, а); при увеличении давления (рис. 21, б и в) поле лейцита резко уменьшается*.

Повышение давления на 1000 ат снижает температуру точки *m* (т) на 220° С, а в дальнейшем на 73° С. Повышение давления влияет также на состав расплава в эвтектической точке, в сторону обогащения его альбитом, и на размер поля гомогенного полевого шпата, резко уменьшая его площадь. В низкотемпературных условиях (ниже 660° С) происходит распад гомогенного полевого шпата.

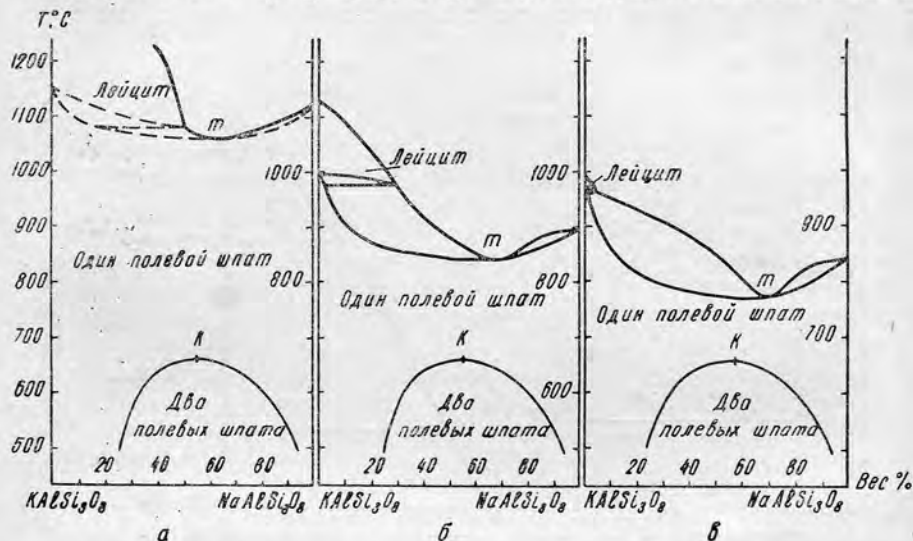


Рис. 21. Диаграмма фазовых равновесий в системе Ор (ортоклаз) — Аб (альбит): а — для «сухих» расплавов, б — при $p_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ ат}$, в — при $p_{\text{H}_2\text{O}} = 2000 \text{ ат}$ [Боуэн и Таттл, 1950].

Кривая сольвус определяет верхнюю границу поля двух полевых шпатов. Ниже 660° С (точка К) каждой заданной температуре будут отвечать определенные калиевые и натровые шпаты, состав которых легко определить, проведя конноду, параллельную оси абсцисс. При понижении температуры пределы взаимной растворимости в твердом состоянии сокращаются. При $t = 500^\circ \text{ С}$ максимальное содержание $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ в ортоклазе равняется 27%, а KAlSi_3O_8 в альбите — 7%.

Особенности фазовых взаимоотношений в рассмотренной системе имеют важное петрологическое значение, вскрывая причину разли-

* Позднее было установлено, что при $p_{\text{H}_2\text{O}}$, равном 3500 ат, линия сольвус пересекает линию солидус между составом $\text{Or}_{30}\text{Ab}_{70}$ и $\text{Or}_{60}\text{Ab}_{40}$, это обуславливает раздельную кристаллизацию полевых шпатов в таких интервалах и при высоких температурах.

чия типа щелочных полевых шпатов в экструзивных и интрузивных (глубинных) породах. В первых, формирующихся при быстром остывании и незначительном количестве летучих компонентов, кристаллизация калинатовых полевых шпатов идет по типу непрерывных твердых растворов. Здесь вследствие закалки встречаются калинатовые полевые шпаты с различными соотношениями калия и натрия, например санидины, анортоклазы. Эти породы часто характеризуются «однополевошпатовым» парагенезисом. В глубинных же породах (при медленном остывании и длительном сохранении в расплаве летучих компонентов) осуществляется раздельная кристаллизация (или перекристаллизация в твердом состоянии) калиевых и натровых разновидностей. Для этих пород типичны «двуполевошпатовые» парагенезисы существенно калиевых разновидностей — микроклина или низкого ортоклаза с альбитом, содержащим минимальное количество $K [AlSi_3O_8]$ [Bowen, Tuttle, 1960; Марфуни, 1961]. Распад твердых растворов при понижении температуры объясняет также возможный способ образования пертитовых и антипертитовых полевых шпатов.

Кварц и некоторые модификации SiO_2 . Кристаллическая структура кварца и других модификаций SiO_2 характеризуется каркасами, в которых ионы Si^{+4}

всегда находятся в четвертой координации. Вершины каждого кремнекислородного тетраэдра соединяются с соседними тетраэдрами, образуя трехмерные каркасы, обладающие некоторым различием в ориентировке и общей симметрии для различных модификаций SiO_2 .

В области устойчивых равновесий при низких давлениях имеется 4 полиморфные модификации SiO_2 , фазовое состояние которых (при низких давлениях) иллюстрируется рис. 22. Из этой диаграммы видно, что стабильными модификациями являются: α -кристобалит \rightarrow α -тридимит \rightarrow α -кварц \rightarrow β -кварц. Полиморфные модификации здесь двух типов; переход α -кристобалита в α -тридимит и α -кварц происходит с полной перестройкой кристаллической структуры и осуществляется очень медленно. С этим связано сохранение

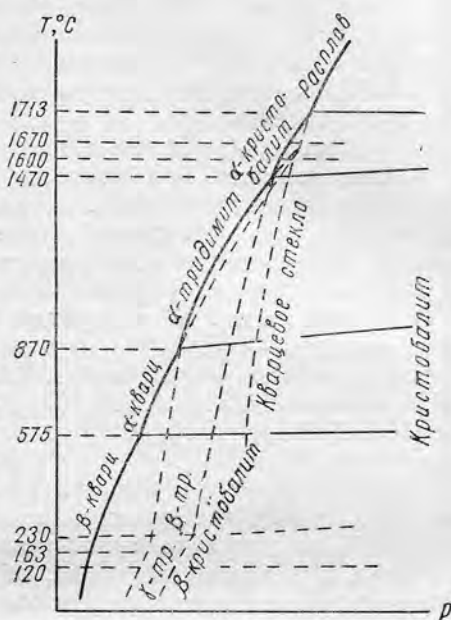


Рис. 22. Диаграмма состояния системы SiO_2 при низких давлениях [Заварицкий, Соболев, 1961].

метастабильных модификаций кристобалита и тридимита в экстрезивных породах.

Преобразование α -кварца в β -кварц осуществляется без нарушения кристаллической решетки, лишь с некоторым смещением атомов, это обуславливает быстрый переход в низкотемпературную модификацию, которая и характерна для большинства магматических пород.

Необходимо отметить, что в последние годы было получено много новых данных о модификациях SiO_2 , образующихся при высоких давлениях [Coes, 1953; Островский, 1959; Хитаров, 1957, 1958; Стишов, 1961]. Были экспериментально получены две модификации — коэзит и стишовит*. Первый был синтезирован при $t = 580^\circ \text{C}$ и $p = 30\,000 \text{ ат}$; второй при $t = 1500^\circ \text{C}$ и $p = 120\,000 - 140\,000 \text{ ат}$. Плотность коэзита 3,01, $N_g = 1,597$; плотность стишовита — 4,35; эта цифра на 64% превышает плотность кварца и на 45% коэзита.

Кварц является существенным симптоматическим минералом пород, пересыщенных SiO_2 , — гранитов, гранитоидов, а также экстрезивных разновидностей (кварцевых порфиров, липаритов, дацитов, трахилипаритов, туфов и туфолов). В виде мезостатических выделений кварца встречается в некоторых диабазах и базальтах.

Фельдшпатоиды. К минералам группы фельдшпатоидов относятся нефелин — $\text{Na}\{\text{AlSiO}_4\}$, в нем может содержаться примесь калиофиллитовой молекулы $\text{K}\{\text{AlSiO}_4\}$, содалит — $3\text{Na}\{\text{AlSiO}_4\}\text{NaCl}$, канкринит $3\text{Na}\{\text{AlSiO}_4\}\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, лейцит $\text{K}\{\text{AlSi}_2\text{O}_6\}$, ноэан $3\text{Na}\{\text{AlSiO}_4\} 0,5 \text{Na}_2\text{SiO}_4$, гаюин $3\text{Na}\{\text{AlSiO}_4\}\text{CaSO}_4$ и некоторые другие минералы.

Нефелин является одним из распространенных фельдшпатоидов в многообразных щелочных породах. Согласно Бюргеру (Börger, 1954, 1955), структура нефелина может быть выражена тридимитовой решеткой, в которой тетраэдры, обращенные вершинами к одному концу оси C , заполнены не ионами Si^{+4} , а Al^{+3} . Для компенсации зарядов в пустоты входят атомы щелочей. Такое строение предполагает идеальную формулу нефелина в виде $\text{KNa}_2\text{Al}_4\text{Si}_{11}\text{O}_{16}$. Было установлено, что эта формула близко соответствует нефелинам изверженных пород, тогда как нефелины вулканических пород имеют значительные колебания в своем составе. Частично указанные положения были подтверждены экспериментальным изучением нефелиновых твердых растворов в тройной системе $\text{Na}\{\text{AlSiO}_4\} - \text{K}\{\text{AlSiO}_4\} - \text{SiO}_2$ при температурах 500, 700 и 750°C .

В процессе падения температур при кристаллизации нефелин меняет свой состав таким образом, что происходит уменьшение отношения $\text{Na} : \text{K}$ и $\text{Si} : \text{Al}$. Ниже температур конца кристаллизации, т. е. в процессе субсолидусного (возможно, метасоматического) обмена, нефелин также может изменять свой состав, отдавая ионы натрия, тогда как полевой шпат отдает ионы калия. При этом состав

* Названы (соответственно) по фамилии Коэса, обнаружившего этот минерал в кратере Аризонского метеорита, и С. М. Стишова, синтезировавшего указанную модификацию SiO_2 в 1961 г.

нефелина стремится к своей идеальной формуле, а полевой шпат к низкотемпературной ассоциации альбит — микроклин (рис. 23). Нефелин является существенным минералом как интрузивных пород — нефелиновых сиенитов, пород типа ийолит-уртитов, тералитов, — так и экструзивных представителей — фонолитов, тефритов, нефелинитов и др.

Содалит и канкринит встречаются реже, обычно в ассоциации с нефелином, являясь продуктом его автотематоморфического замеще-

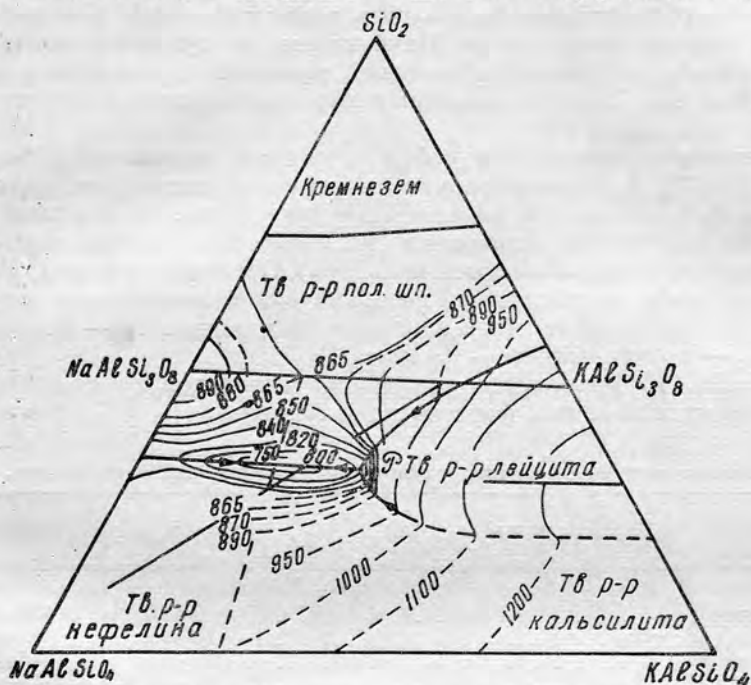


Рис. 23. Система нефелин — кальсилит — кремнезем [Fudali, 1963]. Конноды показывают высокотемпературную ассоциацию нефелин — полевошпатовую (сплошная линия) и низкотемпературную ассоциацию: нефелин — два полевошпата (пунктир).

ния. В некоторых породах канкринит является, по-видимому, первичным.

Лейцит $K[AlSi_2O_6]$ является не только важным минералом щелочных пород, но и имеет значение для понимания их генезиса. Экспериментальные данные Фюдали [Fudali, 1963] показали, что лейцит может содержать максимально 40 вес. % $Na[AlSi_2O_6]$ при незначительном давлении воды. Однако в горных породах лейцит (устойчивый показатель ранних магматических стадий кристаллизации) сохраняется редко. Это происходит не только вследствие существования перитектической точки P в системе нефелин — кальсилит — кремнезем, но главным образом из-за распада лейцита

на нефелин и полевой шпат. Повышенное содержание натрия в лейците обуславливает его неустойчивость. Таким образом, медленная кристаллизация в изверженных породах приводит к появлению конечного парагенезиса нефелин — полевой шпат, несмотря на то, что составы пород располагаются в первичном поле лейцита. При промежуточном темпе кристаллизации может сохраниться псевдолейцит. И лишь в вулканических породах при «закалке» лейцит сохраняется значительно чаще. Лейцитсодержащие породы широко развиты в образованиях, слагающих вулкан Везувий. Псевдолейцитовые породы известны в Памбакском интрузивном комплексе в Закавказье, в Северо-Байкальской щелочной провинции и в массивах Алдана. Гаюин в щелочных породах встречен в Туркестано-Алае.

Оливины представляют собой островные силикаты с радикалом $[\text{SiO}_4]^{-2}$. В породообразующих оливинах катионами являются Mg^{+2} и Fe^{+2} , изоморфно замещающие друг друга. (В монтичеллите, являющемся редким минералом магматических пород, магний и железо изоморфно замещаются кальцием). Оливины кристаллизуются по типу твердых растворов неограниченной смесимости, образуя непрерывный ряд от магнезиальной разновидности — форстерита MgSiO_4 — до железистой — фаялита Fe_2SiO_4 .

В табл. 10 приводится разделение минералов группы оливина по соотношению в них форстерита и фаялита.

Таблица 10

Разделение минералов группы оливина по химическому составу (вес. %)

Минералы	Fe_2SiO_4	Mg_2SiO_4
Форстерит	0—15	100—85
Оливин (хризолит)	15—35	85—65
Гиалосидерит	35—60	65—40
Гортонолит	60—85	40—15
Фаялит	85—100	15—0

Изучение фазовых взаимоотношений различных членов серии оливинов с кремнеземом объясняет особенности их распространения в магматических породах.

Диаграмма состояния бинарной системы $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 - \text{SiO}_2$ (рис. 24, а) характеризуется наличием двойного соединения — клиноэнстатита, — плавящегося инконгруэнтно. В противоположность этому, Fe_2SiO_4 образует с SiO_2 эвтектику, и при температуре 1177°C фаялит и тридимит кристаллизуются совместно в виде механической смеси. Особенности фазового состояния $\text{Fe}_2\text{SiO}_4 - \text{SiO}_2$ иллюстрируются рис. 24, б, представляющим собой часть бинарной системы $\text{FeO} - \text{SiO}_2$. Более подробные данные о фазовых взаимоотношениях между различными членами ряда форстерит-фаялит с кремнеземом дает тройная система форстерит-фаялит — SiO_2 [Заварицкий, Соболев, 1961].

Физико-химические закономерности кристаллизации в указанных системах объясняют особенности парагенезисов в оливинсодержащих магматических породах.

Форстерит и магнезиальные члены ряда оливинов являются существенными минералами перидотитов, дунитов, оливиновых габбро, форелленштейнов и экструзивных пород, типа пикритов и оливиновых базальтов. Фаялит и гортонолит могут встречаться в породах, насыщенных SiO_2 (диоритах, сиенитах), и даже в пересыщенных, например в гранитах рапакиви, однако распространение их здесь весьма незначительно.

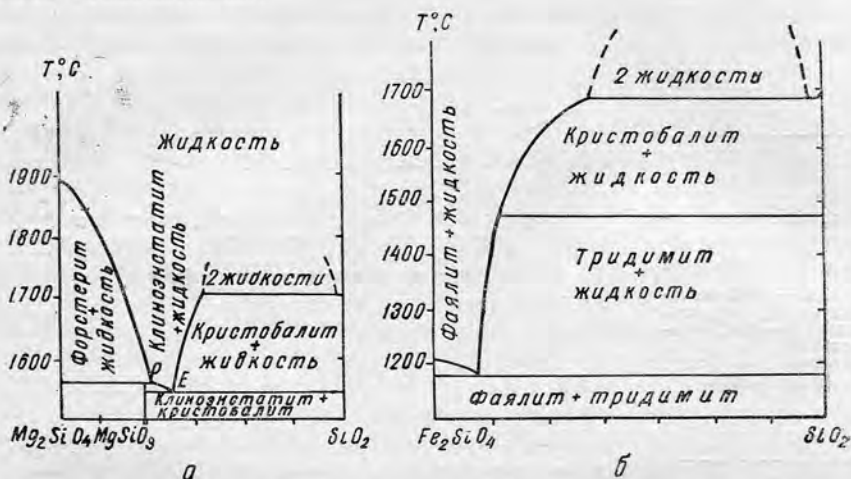


Рис. 24. Диаграммы фазового состояния форстерит (Mg_2SiO_4) — SiO_2 (а) [по Боуэну и Андерсену, 1914] и фазового равновесия в системе Fe_2SiO_4 — SiO_2 (б) [Боуэн и Шейрер, 1935].

Пироксены по химическому составу представляют собой метасиликаты цепочечного строения с радикалом $[\text{SiO}_3]^{2-}$. Катионами в породообразующих пироксенах являются Fe^{+2} , Mg^{+2} , Ca^{+2} , в эгирине — Na^{+1} и Fe^{+3} . В пироксенах, типа авгита, существенное значение имеет Al_2O_3 . При этом происходит изоморфное замещение $\text{Mg}^{+2}\text{Si}^{+4}$ на 2Al^{+3} , т. е. $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ переходит в $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$.

Характерной особенностью минералов группы пироксенов является их способность образовывать изоморфные смеси и двойные соли. Породообразующее значение в магматических породах имеют ромбические и моноклинные пироксены. Первые образуют изоморфный ряд энстатита MgSiO_3 и ферросилита FeSiO_3 ; в природе встречаются разновидности, содержащие менее 55—60% FeSiO_3 ; к ним относятся бронзит, гиперстен, частью феррогиперстен.

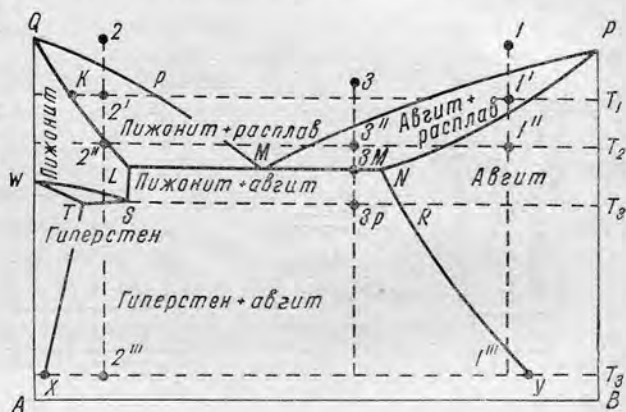
Из моноклинных модификаций главное значение имеют диопсид $\text{Ca MgSi}_2\text{O}_6$, дающий изоморфные смеси с геденбергитом $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$, клиноэстатитом MgSiO_3 , с промежуточным пижонитом, эгирином $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$, и авгит $\text{Ca}(\text{MgFe})\text{Si}_2\text{O}_6 \cdot n \cdot \text{CaFeAlSiO}_6$, дающий изо-

морфные смеси с диопсидом и эгирином. Разновидностью его является титанистый авгит, имеющий повышенное содержание TiO_2 .

Изучение физико-химических особенностей кристаллизации пироксенов дает возможность понять некоторые закономерности их развития. Диаграмма, приведенная на рис. 25, представляет собой разрез тройной системы $En-Fs-Wo$; точка A соответствует 50% En и 50% Fs , а точка B — 50% Wo , 25% En и 25% Fs . Из диаграммы видно, что кристаллизация составов, лежащих левее точки M , начинается с пижонита, состав которого меняется вдоль кривой солидус $Q-L$. Ниже температуры в точке M , соответствующей температуре кристаллизации эвтектики растворов предельных концентраций L и N , будет устойчив гомогенный пироксен типа пижонита

Рис. 25. Особенности кристаллизации пироксенов.

A — 50% энстатита + 50% ферросилита;
 B — 50% волластонита + 25% энстатита + 25% ферросилита.



или пижонит с авгитом (для исходных составов, расположенных вправо от точки L). При равновесной кристаллизации в конечном итоге названные пироксены преобразуются в смесь гиперстена состава x и авгита состава y . Вправо от точки M первой кристаллизующейся фазой будет железистый авгит, состав которого по мере падения температуры меняется вдоль кривой солидус PN . При окончательной стабилизации системы составы, лежащие левее точки y , будут давать смесь авгита состава y и гиперстена состава x . При быстром застывании системы (закалке) пижонит или железистый авгит будут сохраняться в породах в метастабильном состоянии.

Пироксены являются наиболее распространенными фемическими минералами, составляя в магматических породах около 16 вес. %. Различным породам соответствуют разные типы пироксенов. Пироксены, богатые Mg , — энстатит, клиноэнстатит, бронзит, а также авгиты — характерны для перидотитов. Наибольшее распространение пироксены имеют в породах габброидного ряда, где они представлены обычно бронзит-гиперстеном, диопсид-геденбергитом, авгитом, титан-авгитом. Наиболее железистые модификации тех же пироксенов встречаются в сиенитах, диоритах, а в редких случаях в гранитоидах. Высокое содержание Al_2O_3 и Fe_2O_3 наблюдается в пироксенах

горных пород, недосыщенных SiO_2 , — фельдшпатоидных сиенитах, тералитах и нефелиновых монцонитах, базанитах и др. Эгирин и эгиринсодержащие пироксены типичны для нефелиновых и других фельдшпатоидных сиенитов, ийолитов, уртитов, мельтейгитов и других. Фельдшпатоидные породы с плагиоклазом, например тералиты, содержат обычно авгитовые разновидности пироксенов.

Особенности состава пироксенов экзрузивных (гипабиссальных) и интрузивных пород понятны из рис. 25, для первых из них типичным является наличие пиконита или ферроавгита, которые сохраняются лишь благодаря закалке. В глубинных породах, формирующихся при медленном остывании, эти минералы распадаются на авгит и гиперстен. Нахождение пиконита, легко диагностирующегося по оптическим свойствам, дает возможность судить об условиях образования горной породы.

Амфиболы. Химический состав и кристаллическая структура амфиболов гораздо сложнее по сравнению с пироксенами. Строение кристаллических решеток обусловлено наличием двоянных цепочек (лент) кремнекислородных тетраэдров. Дополнительно один ион кислорода входит в состав самостоятельного одновалентного гидроксильного иона, который в некоторых амфиболах замещается фтором, реже хлором. Таким образом, кислородный радикал имеет вид $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-} \text{OH}^{-1}$. Катионы в группе амфиболов представлены Mg^{+2} , Fe^{+2} , Ca^{+2} , Fe^{+3} , Na^{+1} , редко K^{+1} ; часть Si^{+4} может замещаться Al^{+3} , обуславливая образование дополнительного отрицательного заряда. В составе некоторых амфиболов существенное значение приобретает титан (например, в базальтической роговой обманке, керсутите). Кристаллизация амфиболов происходит при участии летучих компонентов — паров воды, фтора, реже хлора. Впервые это было установлено в 1937 г. Д. П. Григорьевым, а позднее было подтверждено гидротермальными экспериментальными исследованиями Бойда [1961] и др. Установлено, что при высоких температурах происходит дегидратация амфиболов (так же, как и других минералов, содержащих OH , F и другие летучие компоненты) и кристаллизация безводных минералов. После расплавления амфиболы в обычных условиях вновь не кристаллизуются, а образуют пироксен и магнетит; этим объясняется онацитизация амфиболов и образование диссоциационных кайм вокруг порфировых вкрапленников базальтической роговой обманки в экзрузивных породах.

В магматических горных породах в качестве первичных составных частей присутствуют только некоторые разновидности группы амфиболов. Обыкновенная роговая обманка характерна для диоритов, гранодиоритов, сиенитов, граносиенитов, некоторых гранитов. Бурые роговые обманки и керсутиты встречаются в качестве первичных минералов в некоторых основных и ультраосновных породах. Базальтическая роговая обманка встречается в виде порфировых вкрапленников в андезитах, базальтах, некоторых трахитах, лампрофирах. Щелочные амфиболы встречаются в породах щелочного ряда нефелиновых сиенитов, ийолит-уртитах и др.

Слюды представляют собой минералы со слоистым алюмокремнекислородным радикалом общей формулы $[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]^{-5}$. В слюдах присутствует OH^{-1} или F^{-1} . Химический состав слюд не постоянен, главными катионами являются K^{+1} , Mg^{+2} , Fe^{+2} , Fe^{+3} , Al^{+3} . Часто наблюдается гетеровалентный изоморфизм $(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}) \rightleftharpoons (\text{AlFe}^{+3})_2$. В магматических породах наиболее часто встречаются биотит $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$, мусковит $\text{KAl}_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$ и флогопит $\text{KMg}_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{F}, \text{OH})$.

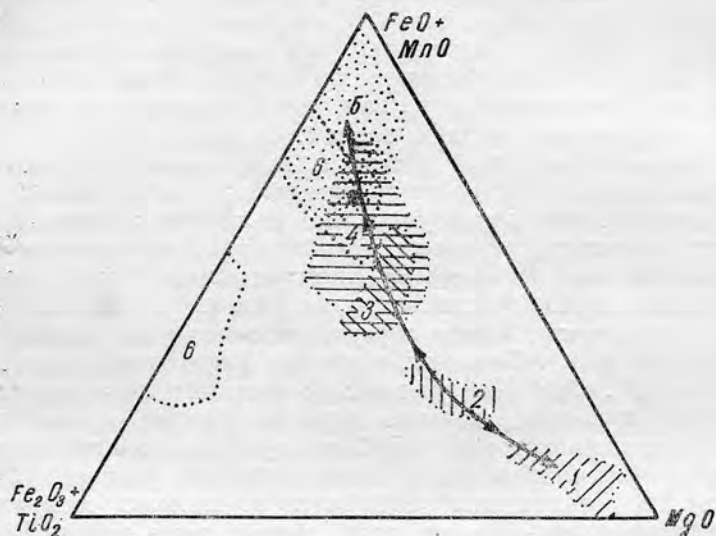


Рис. 26. Диаграмма состава железисто-магнезиальных слюд [Хуан, 1965].

Выделены области состава слюд в различных магматических породах: 1 — перидотиты и другие ультраосновные породы; 2 — габбро; 3 — тоналиты и диориты; 4 — граниты, монцититы и гранодиориты; 5 — гранитовые пегматиты; 6 — сиениты, нефелиновые сиениты и сиенит-пегматиты.

Наличие гидроксила и фтора указывает на значение летучих компонентов при образовании слюд и развитие их главным образом в глубинных породах и пегматитах. Биотит является наиболее распространенным меланократовым минералом гранитов и гранитоидов, реже встречается в нефелиновых сиенитах, диоритах и сиенитах. Флогопит встречается в ультраосновных и некоторых щелочных породах. Мусковит (и серицит) образуется при автотематоморфических процессах, обычно развиваясь по плагиоклазам.

Для характеристики магматических пород важное значение имеет определение железистости слюд. В. С. Соболевым [1950] были разработаны специальные диаграммы для установления железистости биотитов пород гранитоидного ряда и пегматитов по показателям преломления.

Изменение химического состава железисто-магнезиальных слюд иллюстрируется рис. 26; на нем видно резкое обогащение магнием слюд основных и ультраосновных пород [Хуан, 1965].

§ 13. Значение количественно-минерального состава в систематике магматических пород

Принадлежность горной породы к тому или иному семейству определяют по присутствию в ней главных минералов первичного генезиса — собственно первичных, а также постериорных. В подавляющем большинстве случаев название породы устанавливается по присутствующим в ней калиевым минералам, главное значение среди которых имеют полевые шпаты. Так, например, диорит отличается от габбро присутствием плагиоклаза ряда андезина, в габбро же присутствует плагиоклаз более основной — лабрадор, битовнит. По фемическим составным частям определяют разновидности горных пород; так, например, в группе габбро выделяют собственно габбро с моноклинным пироксеном, норит — с ромбическим, ферроленштейн — с оливином.

Наряду с качественным определением минерального состава для классификации пород важное значение имеет количественное содержание минералов и отношение общего содержания бесцветных минералов к цветным. Некоторые магматические горные породы сложены сходными по составу минералами и отличаются лишь их количеством; так, например, в состав биотитового гранита и биотитового гранодиорита входят аналогичные минералы: кварц, калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз, биотит. Эти породы отличаются друг от друга количественными соотношениями между названными составными частями и несколько большим содержанием анортита в плагиоклазе гранодиоритов.

В пределах пород одного семейства может меняться общее соотношение между фемическими и калиевыми составными частями. По количественному соотношению этих составных частей выделяют лейкократовые и меланократовые породы. Лейкократовыми называются такие породы, в которых содержание бесцветных составных частей больше, чем в среднем, нормальном, типе пород данного семейства. Меланократовая порода, напротив, отличается от нормального типа большим содержанием фемических минералов. Следовательно, для отнесения к меланократовой или лейкократовой разновидности надо знать средний состав пород данного семейства. Одинаковое содержание цветного минерала для одних пород дает право называть их меланократовыми, для других — лейкократовыми. Так, например, 25% цветных минералов в граните дают основание называть породу меланократовым гранитом, так как средний тип гранитов содержит 10—15% цветной части. Для габбро то же содержание в 25% определяет породу как лейкократовую, так как средний тип габбро характеризуется содержанием 40—45% фемических минералов.

Иногда говорят о лейкократовых и меланократовых породах в общем понимании, называя лейкократовыми те породы, в которых резко преобладают бесцветные минералы, а меланократовыми, в которых преобладают фемические составные части. С этой точки зрения, все граниты могут быть названы лейкократовыми породами, а, например, габбро-перидотиты — меланократовыми.

Нередко в магматических породах приобретают существенное значение вторичные минералы. Например, основной плагиоклаз в диабазах может при вторичных процессах заместиться альбитом, тогда породу следует называть альбитизированным диабазом. Термины «альбитизированный», «амфиболлизированный», «серпентинизированный» указывают на вторичность процесса изменения, которому подвергалась порода.

§ 14. Некоторые закономерности парагенетических ассоциаций и последовательности выделения минералов

Поддавляющее большинство магматических горных пород существенно состоит из нескольких минеральных видов, они называются полиминеральными. К ним относятся такие распространенные породы, как граниты и гранитоиды, сиениты и нефелиновые сиениты и многие другие. Реже встречаются биминеральные и мономинеральные породы. К последним относятся плагиоклазиты (лабрадориты и др.), пироксениты, оливиниты, горнблендиты, состоящие из роговой обманки, и мономинеральные нефелиновые породы — уртиты и конгресситы.

Мономинеральные породы образуются обычно при процессах кристаллизационной дифференциации, например, оливиниты могут возникать при гравитационном фракционировании и слагать нижние части интрузий основных и ультраосновных пород.

В состав полиминеральных пород могут входить многие минеральные виды, однако в сочетании минералов, слагающих ту или иную магматическую породу, всегда наблюдаются закономерности, обусловленные физико-химическими законами, управляющими кристаллизацией магматического расплава. Парагенетические ассоциации в магматических породах, возникших в различные геологические эпохи, очень близки, а часто и тождественны друг другу.

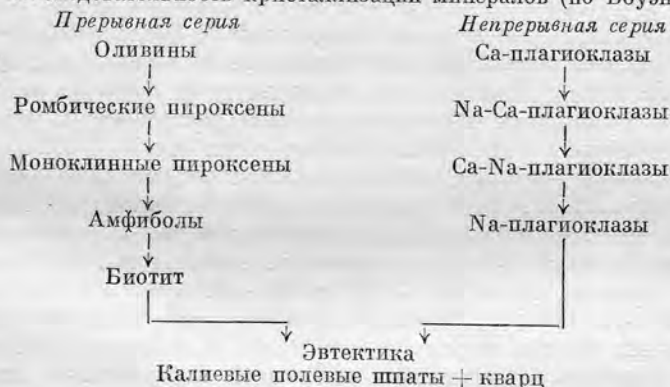
Некоторые минеральные комбинации невозможны в магматических горных породах; например, минералы, недосыщенные кремнеземом, — нефелин, лейцит, оливин — не встречаются совместно с кварцем, так как при реакции с избыточной кремнекислотой они переходят в насыщенные минералы — альбит, калиевый полевой шпат, ромбический пироксен.

Для щелочных пород характерны щелочные минералы; так, для большинства нефелиновых сиенитов обычным является сочетание нефелина, щелочных полевых шпатов, эгирина и щелочных амфиболов. Для щелочноземельных пород характерны парагенетические ассоциации щелочноземельных минералов. Цветные минералы в этих

породах представлены оливином, пироксенами, роговой обманкой. В щелочном и щелочноземельном рядах кислые, средние, основные и ультраосновные породы характеризуются совершенно закономерными парагенетическими ассоциациями. Для кислых пород симптоматичным является кварц; для средних и некоторых основных — насыщенные силикаты и алюмосиликаты — ортоклаз, альбит, плагиоклазы, амфиболы, пироксены; для основных и ультраосновных характерны недосыщенные минералы — оливин (в щелочноземельных породах) и фельдшпатоиды (в щелочных). Все закономерности в парагенезисе минералов магматических горных пород связаны с физико-химическими условиями кристаллизации магматического расплава и в первую очередь с последовательностью кристаллизации минералов.

На основании изучения особенностей кристаллизации горных пород и силикатных расплавов Боуэн установил определенную последовательность выделения минералов из магматического расплава, иллюстрирующуюся следующей схемой кристаллизации, известной в петрографической литературе под названием «реакционного принципа Боуэна».

Последовательность кристаллизации минералов (по Боуэну)



Как видно из схемы, кристаллизация начинается с наиболее высокотемпературных минералов — с оливина в левой ветви и анортита в правой. При понижении температуры ранее выделившиеся минералы реагируют с остаточной жидкостью, образуя нижестоящие минералы. Путем закалки было установлено, что кристаллизация расплава, соответствующего метасиликату магния (энстатиту), начинается с выделения кристаллов форстерита; при медленном понижении температуры он реагирует с остаточной жидкостью, обогащенной кремнеземом, и переходит в энстатит по схеме $Mg_2SiO_4 + SiO_2 \rightarrow 2MgSiO_3$. При быстром же застывании, или фракционировании, оливин может сохраниться в породе. При реакции оливина с расплавом возникает новый минерал — пироксен. Такое качественное изменение ранее выделившихся минералов при реакции их

с остаточным расплавом характерно для левой ветви, которая и представляет собой так называемую прерывную реакционную серию. Каждый минерал прерывной реакционной серии может сам являться членом непрерывной реакционной серии, например, оливины.

Магнезиальные оливины распространены в породах, недосыщенных кремнеземом, и ассоциируют с наиболее основным плагиоклазом. Железистые разновидности могут встречаться и в более богатых кремнеземом породах в ассоциации с кислым плагиоклазом и даже с кварцем, например в некоторых гранитах рапакиви.

Правая ветвь представляет собой непрерывную серию плагиоклазов, характерной особенностью которых является их полный изоморфизм. Кристаллизация плагиоклаза всегда начинается с выделения члена изоморфного ряда, обогащенного анортитовой составляющей. При медленном остывании выделившийся плагиоклаз вступает в реакцию с остаточным расплавом и преобразуется во все более кислые разновидности. При всех этих процессах новых минеральных видов не возникает, т. е. изменения постепенны, чем и обусловлено название «непрерывная реакционная серия». В конце кристаллизации обе ветви сливаются в одну, заключающую конечные продукты кристаллизации магмы — калиевый полевой шпат и кварц.

Кристаллизация минералов прерывной и непрерывной серий может идти параллельно; на это указывает наличие эвтектических соотношений между минералами обеих ветвей, наблюдаемых непосредственно в породах и установленных экспериментально.

Экспериментальное изучение силикатных систем, близких по составу к горным породам, дает возможность уяснить причину постоянства их состава. Так, например, общая лейкократовость гранитов по сравнению с габброидами связана с положением эвтектических точек и обогащением остаточных расплавов кремнеземом и щелочами (системы $Ab - An - SiO_2$; $Fo - An - SiO_2$; $Ab - Fa - Ne$; $Fo - Fa - Ab - An$ и др.). Таким образом, реакционный принцип справедлив для многих пород; однако в нем не приняты во внимание некоторые факторы, существенно влияющие на эволюцию магматических расплавов. Не учитывается, например, железистость фемических минералов, определяющая ход кристаллизации, роль давления, изменяющая фазовые взаимоотношения в системах, и др. (см. § 64).

Глава IV. СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

§ 15. Основные понятия

Структура и текстура наряду с химическим и минеральным составом являются важнейшим диагностическим и классификационным признаком, определяющим горную породу. Вместе с тем по структуре и текстуре можно судить о генезисе горной породы и о

тех термодинамических условиях, при которых она сформировалась. Неполнокристаллические или стекловатые породы, например, формируются при быстром охлаждении; либо при излиянии магмы на поверхность, либо в контактах магматических тел с холодными вмещающими породами. Полнокристаллические породы образуются при медленном остывании в абиссальных или гипабиссальных условиях, реже в центральных частях мощных лавовых покровов или потоков. Тип структур и текстур зависит также и от химического состава магмы. Так, например, расплавы, более богатые SiO_2 , являются более вязкими и труднее кристаллизуются, чем основные. Первые часто застывают в виде обсидианов, а вторые, формируясь в сходных условиях, дают породы, богатые кристаллами (например, долериты, анамезиты).

Существенное влияние на кристаллизационную способность магмы оказывают летучие компоненты, благодаря которым в породах возникают крупнокристаллические и даже гигантокристаллические структуры. Изменение давления летучих компонентов вызывает изменение порядка кристаллизации многих минералов (плаггиоклаза, пироксена, амфибола и др.), что также влияет на образование типа структуры. Следовательно, образование структур и текстур магматических пород зависит от условий образования породы и от химического состава расплава.

В петрографической литературе употребляются два термина: структура и текстура.

Структура определяется следующими признаками: 1) степенью кристалличности; 2) абсолютными размерами составных частей; 3) относительными размерами составных частей; 4) формой составных частей и взаимоотношениями между ними. Текстура определяется следующими признаками: 1) расположением составных частей в пространстве и 2) способом выполнения массой породы пространства (или степенью сплошности породы).

В геологической и петрографической литературе нет единого толкования терминов «структура» и «текстура». В разграничении понятий структура и текстура часто встречаются значительные трудности, не позволяющие в ряде случаев провести четкую границу между этими двумя терминами. Например, структура гранитов рапакиви характеризуется присутствием кристаллов калиевого полевого шпата овоидальной формы; вокруг этих кристаллов нередко находится кайма олигоклаза и наблюдается отчетливая тенденция к концентрическому расположению остальных минералов. Следовательно, здесь имеются два признака: структурный (овоидальная форма кристаллов калиевого полевого шпата) и текстурный (концентрическое расположение составных частей породы в пространстве).

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг не проводил резкой границы между структурой и текстурой, применяя определение «строение или структура горной породы» как совокупность признаков, характеризующихся морфологическими особенностями составных частей и их пространственными взаимоотношениями.

Англо-американские термины *texture* и *struktur* не совпадают с русскими и немецкими и употребляются в противоположном смысле.

§ 16. Принципы разделения структур

Разделение структур по степени кристалличности. Магматические породы могут состоять из кристаллов, вулканического стекла или из того и другого вместе. Во многих экстрезивных породах встречаются мелкие кристаллические образования, природу которых можно распознать лишь под микроскопом. Такие образования носят название микролитов. Они формируются при быстром остывании и представляют собой характерные образования экстрезивных пород. Формы сечений микролитов могут быть брусковидными, игольчатыми (например, у полевых шпатов и эгирина), квадратными, шестиугольными, восьмиугольными (у лейцита, нефелина).

Еще более мелкими образованиями, чем микролиты, являются кристаллиты — зародыши кристаллов. Они присутствуют в большинстве стекловатых пород, но видны лишь при очень больших увеличениях. Размер некоторых кристаллитов равен примерно 0,005 мм. Среди них выделяют следующие разновидности: глобулиты, сферидальные образования, напоминающие мелкие шарики или капли, маргариты — ряд глобулитов, расположенных в виде цепочки, лонгулиты — брусковидные мельчайшие кристаллики, трихиты — образования в виде мелких волосков, скопулиты — дендритоподобные образования.

Вулканическое стекло образуется в условиях быстрого остывания магматического расплава и находится в метастабильном состоянии. Вследствие этого с течением времени наблюдается тенденция к его кристаллизации; этот процесс носит название расстеклования, или девитрофикации. Процессы расстеклования ускоряются под влиянием повышения температуры, давления и действия циркулирующих растворов (например, расстеклование часто идет вдоль перлитовых трещин). В результате в стекле появляются скрытокристаллические агрегаты, действующие на поляризованный свет, и возникают фельзитовые и сферолитовые структуры. Размер сферолитов и близких к ним образований колеблется в широких пределах, обычно диаметр сферолитов не превышает 2—3 см. Степень кристалличности сферолитов выше в кислых породах, в которых агрегат кристаллических волокон образует в скрещенных николях темный крест, сохраняющийся при вращении столика микроскопа.

Таким образом, по степени кристалличности структуры магматических пород следует разделять на две основные группы: полнокристаллические, нацело состоящие из кристаллических зерен и не содержащие вулканического стекла или микролитов; неполнокристаллические, подразделяющиеся на три группы: 1) микролитовые, 2) скрытокристаллические, или криптокристаллические (фельзитовые, сферолитовые), 3) стекловатые, или гиалиновые (в них большая

часть породы представлена вулканическим стеклом, в котором могут присутствовать кристаллиты или единичные микролиты).

Разделение структур по абсолютному размеру составных частей.

1. Гигантозернистые (размер зерен больше 2 см) и крупнозернистые (2 см—5 мм) структуры. Образование этих структур связано с кристаллизацией расплавов, богатых летучими компонентами, в условиях медленного охлаждения; они характерны для пегматитовых жил, некоторых гранитов, нефелиновых сиенитов.

2. Среднезернистые структуры. Размер зерен больше 1 мм. Эти структуры характерны для подавляющего большинства глубинных пород.

3. Мелкозернистые структуры имеют размер зерен меньше 1 мм; однако зернистость породы видна простым глазом. Мелкозернистые структуры характерны для жильных пород, для краевых частей некоторых гипабиссальных и абиссальных тел и реже встречаются в экструзивных образованиях.

4. Афанитовые, или плотные, структуры по внешнему виду не обнаруживают зернистости, но при микроскопическом определении часто оказываются кристаллическими. Эти структуры весьма типичны для многих экструзивных пород — базальтов, андезитов и др.

Разделение структур по относительному размеру составных частей.

1. Структуры равномернозернистые, в которых все составные части породы имеют примерно одинаковую величину.

2. Неравномернозернистые структуры, наиболее распространенными среди них являются порфиоровидные и порфировые структуры.

Порфиоровидные структуры характеризуются наличием порфиоровидных вкрапленников, заключенных среди полнокристаллической основной массы. Образование порфиоровидных структур может быть связано, во-первых, с изменением условий кристаллизации магматического расплава при продвижении его из глубинных зон к поверхности и, во-вторых, с физико-химическими свойствами расплава. В последнем случае образование порфиоровидных вкрапленников обусловлено надэвтектическим содержанием этого минерала в породе. Рис. 27 иллюстрирует порфиоровидную структуру в гранодиорите.

Порфировые структуры отличаются от порфиоровидных неполнокристаллическим строением основной массы. Порфировые вкрапленники, или фенокристы, погружены в стекловатую, скрытокристаллическую или микролитовую основную массу. Порфировые структуры, в которых вкрапленники погружены в стекло, получили название витрофиловых.

Порфировые структуры часты в различных экструзивных породах — базальтах, липаритах, порфиритах и порфирах, феолитах и др. Неполнокристаллические структуры, не содержащие порфиоровых вкрапленников, называют афировыми. Генезис всех порфиоровых структур связан с резким изменением условий во время кристаллизации породы. Рис. 28 иллюстрирует типичную порфиоровую

структуру плагиоклазового порфирита; структура основной массы афанитовая.

Разделение структур по форме составных частей и взаимоотношениям между ними. Этот признак является одним из важнейших для определения конкретных видов структур пород. Широко употребляемым является разделение минералов в зависимости от степени совершенства их огранки. Минералы, имеющие хорошо выраженные кристаллографические очертания, называют идиоморфными; частично ограненные — гипидиоморфными; наконец, минералы, очертания которых зависят от формы других кристаллов, называются ксеноморф-

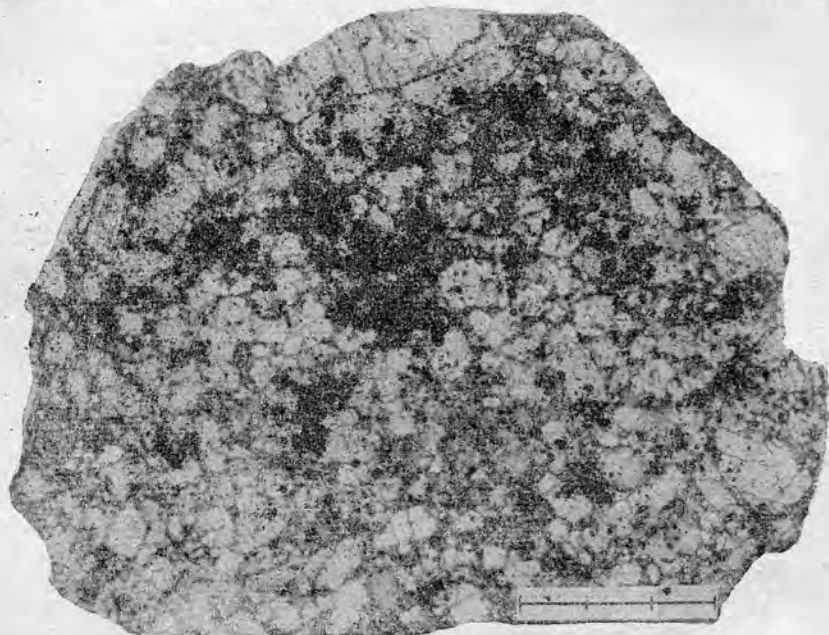


Рис. 27. Порфировидная структура в гранодиорите. Средняя Азия, интрузив Кара-Тепе. Колл. Н. В. Котова.

ными или аллотриоморфными. Форма минералов в породе (или, как часто говорят, степень их идиоморфизма) зависит от последовательности их выделения, от кристаллизационной способности и от физико-химических особенностей расплава.

Некоторые минералы, обладающие высокой кристаллизационной способностью, например эгирин, даже выделяясь последними, образуют идиоморфные кристаллы. Поэтому степень идиоморфизма нельзя отождествлять с последовательностью кристаллизации. Весьма существенное влияние на форму, размер и взаимоотношения кристаллических индивидов в породе имеют физико-химические свойства расплава — его вязкость, особенности состояния, например, одновременная кристаллизация двух (или нескольких) минералов

(при их эвтектических соотношениях) приводит к формированию своеобразных графических форм минералов; этот тип кри-



Рис. 28. Порфировая структура в плагиоклазовом порфирите.



Рис. 29. Пегматитовая структура в письменном граните.

сталлизации обуславливает образование пегматитовых структур, характерных для так называемых письменных гранитов (рис. 29).

§ 17. Обзор структур магматических пород *

В табл. 11 приведены главнейшие типы структур, которые подразделяются на три основные группы: полнокристаллические, неполнокристаллические и вулканокластические (= пирокластические). Первые характерны для глубинных (абиссальных и гипабиссальных) пород, но в отдельных случаях могут встречаться в некоторых экстрезивных образованиях, формирующихся в условиях медленного охлаждения. Вторые являются типичными для излившихся пород — лав, но иногда встречаются в породах, слагающих краевые части гипабиссальных тел. Вулканокластические (или пирокластические) структуры представляют собой специфические структуры вулканических туфов и туфолав. В правой колонке таблицы приводятся типы пород, в которых перечисленные структуры имеют основное развитие.

Из приведенного обзора видно, что для глубинных основных (частично ультраосновных) пород характерны структуры: габбровая, офитовая, панидиоморфнозернистая, сидеронитовая, пойкилитовая (в перидотитах); для кислых (и средних) — гипидиоморфная, пегматитовая, аплитовая, порфириовидная, монцонитовая. Для эффузивных пород основного состава характерны различные типы микролитовых структур, содержащих минимальное количество вулканического стекла. В кислых эффузивах, богатых SiO_2 , обычно встречаются стекловатые и скрытокристаллические структуры.

Приуроченность структур к различным типам пород зависит от химического состава расплава и его физико-химических свойств. Ниже дается краткая характеристика типов структур, перечисленных в табл. 11.

Полнокристаллические структуры

Структуры, характерные главным образом для основных и ультраосновных пород: габбровая, офитовая, панидиоморфнозернистая, сидеронитовая, иногда пойкилитовая.

Габбровая структура типична для пород, составными частями которой являются основной плагиоклаз и феррические минералы — оливин, пироксен; они образуют сравнительно изометрические зерна, имеющие примерно одинаковую степень идиоморфизма (рис. 30). Развитие плагиоклаза в виде широких таблиц связано с кристаллизацией в глубинных условиях, когда вязкость расплава весьма незначительна.

Офитовая структура характеризуется (в отличие от габбровой) резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к феррическим минералам. Плагиоклаз образует узкие вытянутые кристаллы —

* Вторичные структуры, возникающие в магматических породах в результате перекристаллизации, раздробления или иных факторов, воздействующих на горные породы после их застывания, рассмотрены в гл. X.

Главные типы структур магматических пород

Критерий разделения	Структуры	Типы пород
Полнокристаллические	Габбровая Офитовая: диабазовая (= субофитовая), пойкилоофитовая, долеритовая, габбро-диабазовая Панидоморфнозернистая Сидеронитовая Гипидоморфнозернистая: гранитная, агнаитовая Пегматитовая Аплитовая Рапакиви-структура Аллотриоморфнозернистая Пойкилитовая (монзонитовая) Порфировидная: гранит-порфировая, гранофировая, криштовая	Габбро, фореелленштейны Диабазы, долериты, габбро-диабазы Мономинеральные породы: оливиниты, пироксениты, лабрадориты и др. Рудные пироксениты, оливиниты, перидотиты Граниты, гранитоиды, сиениты, диориты, нефелиновые сиениты и др. Граниты Аплиты Граниты рапакиви Аляскиты, лейкократовые граниты, мнаскиты Нефелиновые сиениты, габбро-сиениты, сиениты и др. Гранит-порфиры и др.
Неполнокристаллические *	Микролитовые: интерсертальная и толеитовая, андезитовая трахитовая ортофировая, фонолитовая, оцеллярная Скрытокристаллические: фельзитовая, сферолитовая вариолитовая Стекловатая	Базальты, андезито-базальты, андезиты Трахиты, фонолиты, тефриты Ортофиры, фонолиты, базаниты, фельдшпатоидные базальты, лейцитофиры. Порфиры, дациты, липариты Вариолиты Обсидианы, липариты
Вулканокластические — пирокластические **	Туфовые: литокластические, кристаллокластические, витрокластические Туфолавовые	Вулканические туфы различного состава Туфолавы, игнимбриты

* Среди неполнокристаллических пород дополнительно выделяют порфирные (содержащие вкрапленники) и афировые (без вкрапленников).

** Дальнейшее разделение вулканокластических структур производится по величине составных частей.

лейсты, длина их варьирует в широких пределах — от 1—1,5 см (в диабазах) до нескольких миллиметров (в долеритах). Лейстовидная форма кристаллов плагиоклаза является специфичной для кристаллизации в условиях быстрого охлаждения расплава, резко повышающего его вязкость.

Среди офитовых структур выделяют следующие разновидности.

1. Диабазовая, или субофитовая, типична для пород, в которых между длиннопризматическими кристаллами плагиоклаза заключены сравнительно крупные зерна пироксена или оливина (рис. 31).

2. Пойкилоофитовая структура характеризуется присутствием в породе сравнительно мелких идиоморфных лейст плагиоклаза,

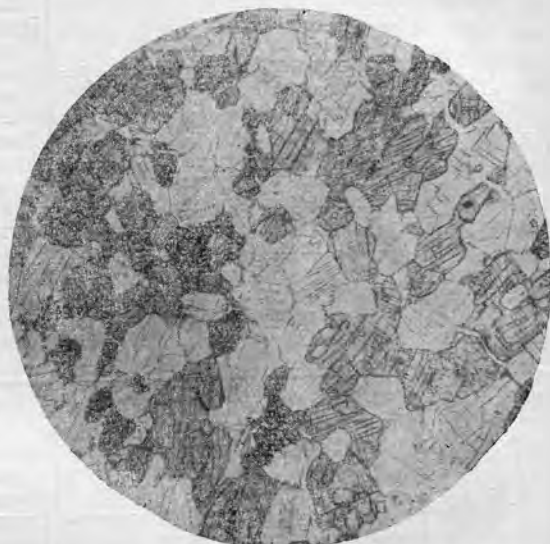


Рис. 30. Габбровая структура в габбро. Белые зерна — плагиоклаз, серые — авгит. Увел. 27, без анализатора.

включенных в более крупные кристаллы фемических минералов (обычно пироксена, реже оливина или амфибола). Такой тип структур указывает, что выделение плагиоклаза началось раньше окончательной кристаллизации фемического минерала (рис. 32); название происходит от соединения двух структурных терминов — офитовая и пойкилитовая.

3. Долеритовая структура отличается от диабазовой тем, что промежутки между кристаллами плагиоклаза заполнены несколькими более мелкими зернами фемических минералов, обычно пироксеном.

4. Габбро-офитовая структура является промежуточной между габбровой и офитовой. Плагиоклаз образует короткопризматические и толстотаблитчатые кристаллы, обладающие большей степенью идиоморфизма, чем пироксен или другой фемический минерал; по сравнению с собственной офитовой структурой идиоморфизм его выражен значительно менее резко.

Панидиоморфнозернистая структура обусловлена наличием идиоморфной формы у большинства составных частей породы. Эти структуры встречаются во многих мономинеральных породах, например

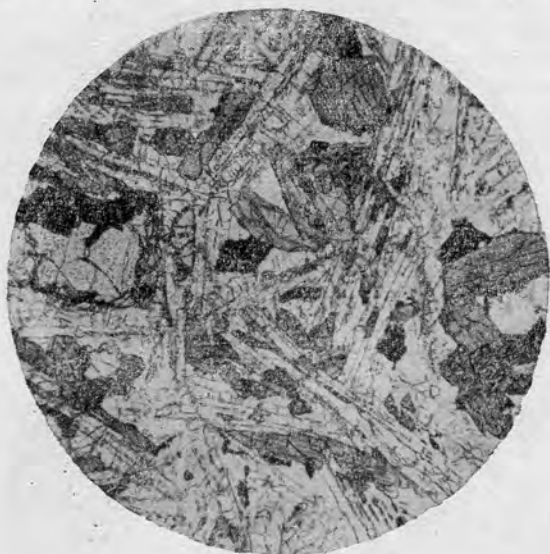


Рис. 31. Офитовая структура в оливиновом габбро-диабазе. Увел. 27, без анализатора.



Рис. 32. Пойкилофитовая структура в диабазе Урала. Увел. 27, без анализатора.

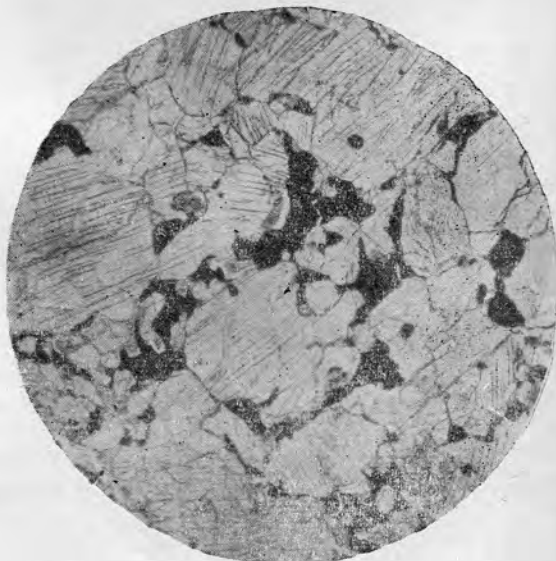
оливинитах, пироксенитах, которые возникли при аккумуляции минералов, выделяющихся из магматического расплава (рис. 33). Панидиоморфнозернистые структуры известны также для некоторых

жильных пород, в которых все минералы представлены идиоморфными (обычно призматическими) кристаллами, например, сюда можно отнести бостонитовую структуру. По форме составляющих породу

Рис. 33. Панидиоморфно-зернистая структура в оливините. Увел. 27, без анализатора.



Рис. 34. Сидеронитовая структура в рудном пироксените (Урал). Увел. 27, без анализатора.



минералов выделяют панидиоморфно-изометричнозернистые, призматически-зернистые и другие структуры.

Сидеронитовая структура мало распространена и встречается лишь в ультраосновных породах, содержащих в качестве существен-

ной составной части рудный минерал, например, в рудных пироксенитах и перидотитах; рудный минерал выделяется последним, заполняя промежутки между ранее выделившимися зернами пироксена, оливина или амфибола (рис. 34).

Структуры, характерные главным образом для кислых и средних пород: гипидиоморфнозернистая, пегматитовая, аплитовая, рапакви-структура, аллотриоморфнозернистая и порфиroidная.

Гипидиоморфнозернистая структура — наиболее распространенная в большинстве магматических пород. Ее отличительной чертой является различная степень идиоморфизма составных частей, среди которых преобладают минералы гипидиоморфного габитуса



Рис. 35. Гипидиоморфнозернистая (гранитная) структура в граните. Увел. 10, николи +.

(Розенбун, 1932). Выделяют две разновидности гипидиоморфных структур.

1. Гранитная структура является типичной для пород гранитоидного ряда, сиенитов, диоритов. Главные составные части здесь представлены гипидиоморфными полевыми шпатами (более 50% породы) и ксеноморфным кварцем. Темноцветные минералы отличаются наибольшей степенью идиоморфизма, количество их в породе не превышает обычно 10—25% (рис. 35).

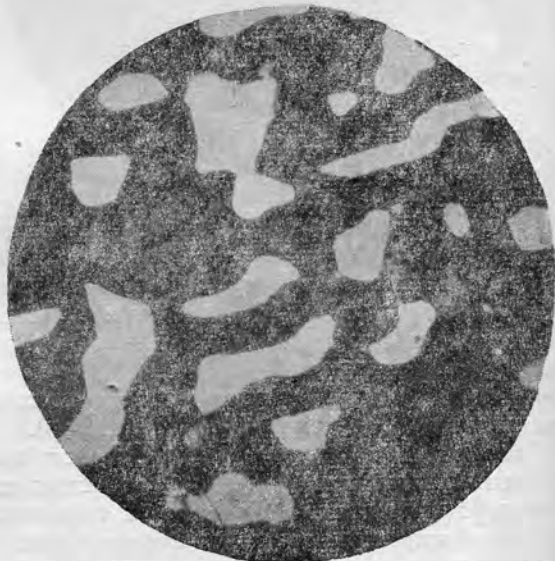
2. Агпаитовая структура является гораздо менее распространенным типом гипидиоморфнозернистых структур. Она встречается преимущественно в нефелиновых сиенитах. Специфической особенностью является большая степень идиоморфизма лейкократовых минералов по отношению к цветным. Последние представлены обычно эгирином, эгирин-авгитом и щелочными амфиболами, ряда арфведсонита — рибекита (рис. 36). На рис. 36 видно, что идиоморфные кристаллы нефелина, имеющие шестиугольные и прямоугольные очертания, включены в эгирине и арфведсоните. Указанная

последовательность выделения, связанная с повышенной железистостью цветных минералов, известна под названием агпаитового типа кристаллизации.

Рис. 36. Агпаитовая структура в дуэврите Ловозера. Увел. 27, без анализатора.



Рис. 37. Структура пльшменного гранита под микроскопом. Увел. 10, николи +.



Пегматитовая (графическая) структура. Пегматитовая структура морфологически характеризуется закономерным срастанием двух (редко трех) минералов. Чаще всего она встречается в лейкократовых гранитах и бывает обусловлена прорастанием кристаллов

калиевого полевого шпата кварцем*. Вростки кварца имеют своеобразную угловатую форму, часто напоминающую древние письма (письменные граниты, еврейский камень). Вростки кварца гаснут в шлифе одновременно, что указывает на их закономерную кристаллографическую ориентировку (см. рис. 29 и 37). Генезис пегматитовых структур может быть связан или с эвтектическим типом кристаллизации, что подтверждается наблюдениями над горными породами и экспериментами в области силикатных пород и металлических сплавов, или с метасоматическим замещением.

Аплитовая структура. Этот тип структур встречается преимущественно в жильных породах аплитового состава, главными состав-

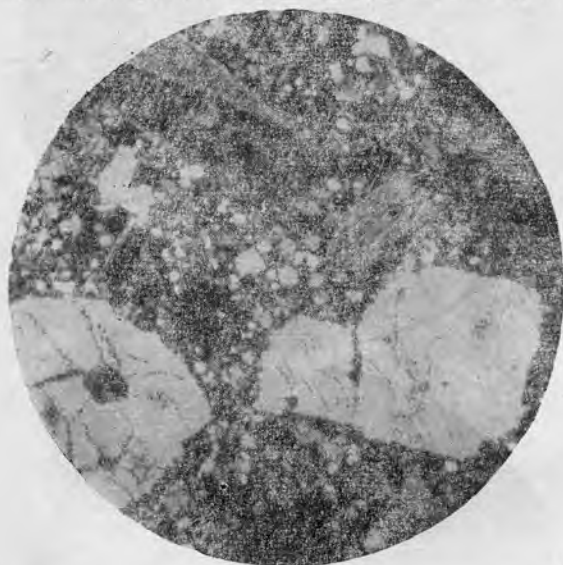


Рис. 38. Порфировидная структура с аплитовой структурой основной массы. Увел. 27, николи +.

ными частями которых являются кварц и полевые шпаты. Аплитовая структура характеризуется тем, что в породе кварц обладает большей степенью идиоморфизма, чем полевые шпаты.

Структура рапакиви. В породе присутствуют оvoidальные кристаллы калиевого полевого шпата, окруженные оболочкой олигоклаза. Диаметр овоидов варьирует от 5—6 мм до нескольких сантиметров. Размер зерен основной массы значительно меньший; в связи с этим структура иногда приобретает отчетливо порфировидный облик (рис. 38).

Аллоотриоморфнозернистые структуры характеризуются тем, что в них все составные части породы ксеноморфны (рис. 39). Структура не характерна для магматических пород и связана в большинстве случаев со вторичной перекристаллизацией.

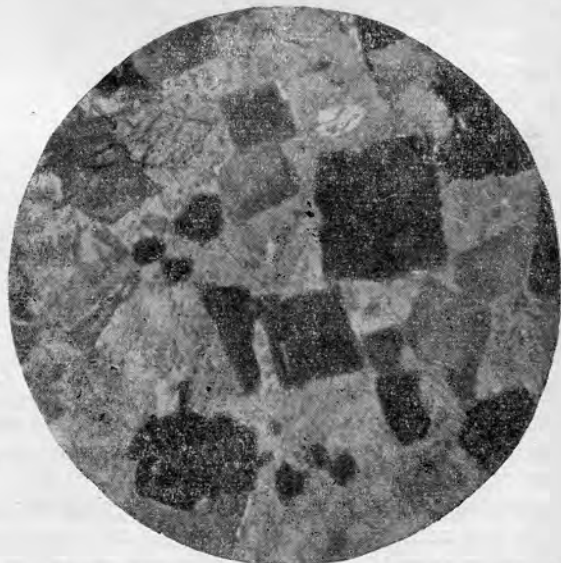
* Значительно реже они встречаются в других породах — габбро-диабаз, нефелиновых сиенитах и др.

Пойкилитовая структура обусловлена наличием мелких включений в более крупных кристаллах. Идиоморфная форма включенных кристаллов и отсутствие в них видимой ориентировки (уга-

Рис. 39. Аллотриоморфнозернистая структура в докембрийском граните. Увел. 27, николи +.



Рис. 40. Пойкилитовая структура в нефелиновом сиените. Темные кристаллы прямоугольной формы — нефелин, вмещающая масса — калиевый полевой шпат. Увел. 27, николи +.



сание в них одновременно) является отличием от пегматитовых сростаний (рис. 40 и 41). Пойкилитовые структуры встречаются в нефелиновых сиенитах — рическорритах, перидотитах, гранодиоритах, граносиенитах и др. Разновидностью пойкилитовой

структуры являются описанная выше пойкилофитовая, а также *монцонитовая структура*. Последняя характерна для габбро-сиенитов (монцонитов), сиенито-диоритов, некоторых сиенитов. Калиевый

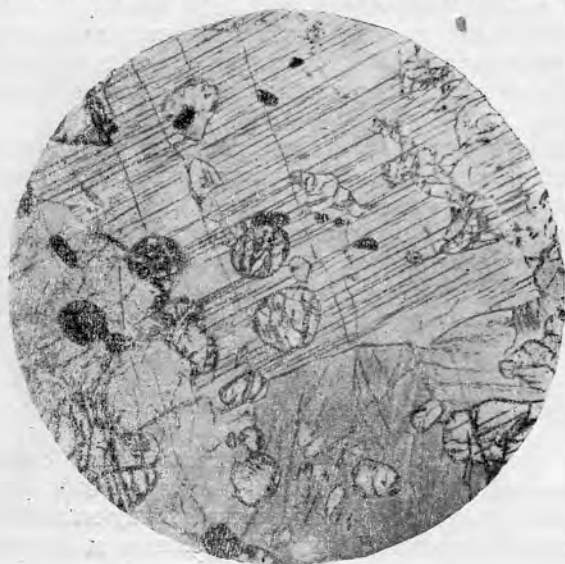


Рис. 41. Пойкилитовая структура в перидотите. Видны мелкие зерна оливина в крупных кристаллах пироксена. Увел. 27, без анализатора.

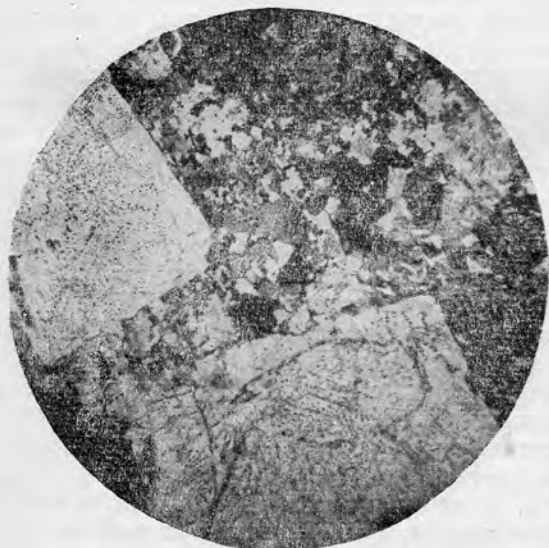


Рис. 42. Гранофировая структура основной массы в гранит-порфире.

полевой шпат в них кристаллизуется последним и пойкилитически включает идиоморфные кристаллы плагиоклаза и цветных минералов. В перидотитах пойкилитовая структура обусловлена включением кристаллов оливина в пироксене.

Порфириовидная структура обусловлена неравномерной зернистостью породы. В последней резко выделяются порфириовидные вкрапленники и основная масса, заключающая их. Вкрапленники всегда крупнее зерен основной массы. Структура основной массы, размер вкрапленников и их количество варьируют в широких пределах. Соответственно этим особенностям выделяют разновидности порфириовидных структур. Среди последних наибольшее развитие имеют следующие.

1. Гранит-порфириовая структура, характерная для пород гранитоидного ряда; вкрапленники представлены обычно полевыми шпатами; структура основной массы гранитовая или аплитовая.

2. Гранофириовая структура отличается от гранит-порфириовой, пегматитовой или микропегматитовой структурой основной массы (рис. 42).

3. Криптовая структура характеризуется обилием вкрапленников, преобладающих над основной массой.

Неполнокристаллические структуры

Среди них выделяют три разновидности: микролитовые, скрытокристаллические и стекловатые. Дальнейшее разделение в этих типах проводится по количественным соотношениям между микролитами и стеклом, по форме микролитов, типу сферолитов и другим признакам. По наличию или отсутствию вкрапленников среди неполнокристаллических пород выделяют *порфириовые* и *афириовые структуры*. Первые имеют преобладающее развитие.

Микролитовые структуры. *Интерсертальная* и *толеитовая структуры.* Интерсертальная структура характеризуется присутствием в породе большого количества микролитов или мелких вытянутых кристаллов плагиоклаза, которые образуют как бы «канву» породы; между индивидами плагиоклаза расположены мелкие (распознаваемые лишь микроскопически) зерна темноцветных минералов и участки, сложенные вулканическим стеклом или продуктами его девитрофикации (рис. 43). Если стекло отсутствует, то структуру можно называть *микродолеритовой*.

Толеитовая структура морфологически сходна с офитовой — долеритовой, существенное отличие ее заключается в наличии стекла, заполняющего изолированные участки между идиоморфными лейстовидными кристаллами плагиоклаза.

Толеитовая и интерсертальная структуры типичны для базальтов, андезито-базальтов и других лав основного состава.

Трахитовая структура. В трахитовой структуре вся основная масса породы сложена микролитами, а аморфный базис присутствует в качестве несущественной составной части (рис. 44). Часто здесь наблюдается, так же как и в других микролитовых структурах, направленное расположение микролитов. Однако этот текстурный признак не является определяющим для трахитовой структуры.

Микролиты представлены вытянутыми кристалликами санидина.

ортоклаза или плагиоклаза. Чаще всего трахитовая структура встречается в трахитах, реже в трахиандезитах, андезитах, трахибазальтах, фюолитах, богатых полевым шпатом.



Рис. 43. Интерсертальная структура в базальте Сибири. Темные участки без шагрени — вулканическое стекло. Увел. 27, без анализатора.



Рис. 44. Трахитовая структура в трахите. Увел. 27, николи +.

Андезитовая (гиалопилитовая) структура характеризуется присутствием в породе большого количества микролитов плагиоклаза и микроскопических зерен других минералов, погруженных в стекловатый базис (рис. 45). Еще в 1893 г. Циркель охарактеризовал

андезитовую структуру как «войлок микролитов, пропитанный стеклом». Следовательно, разница между трахитовой и андезитовой структурами заключается в большем количестве в андезитовой струк-



Рис. 45. Андезитовая структура в андезите. Увел. 27, без анализатора.

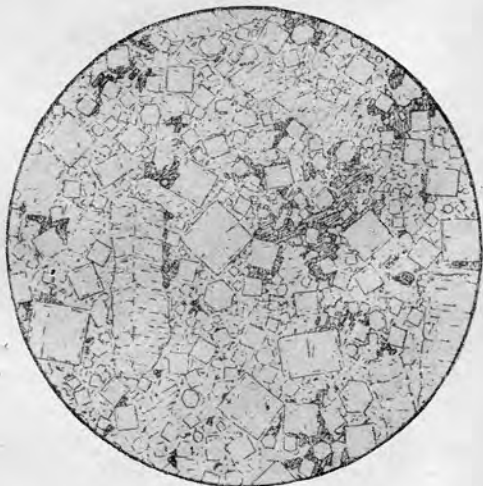


Рис. 46. Нефелинитовая структура в фонолите (по А. Н. Заварицкому).

туре стекла. Андезитовая структура характерна для андезитов, но также встречается в трахитах, некоторых базальтах и др.

Ортофирровая структура имеет значительно меньшее распространение, чем интерсертальная, трахитовая и андезитовая. Она обусловлена наличием микролитов калиево-натровых полевых шпатов, обычно ортоклаза, имеющих в сечении форму коротких прямо-

угольников или квадратов; в небольшом количестве часто присутствует аморфный базис или фельзитовая масса.

Фонолитовая структура встречается исключительно в нефелиновых лавах. Специфической ее особенностью является наличие микролитов нефелина с квадратными и шестиугольными сечениями. Кроме того, в основной массе в незначительных количествах присутствуют микролиты темноцветных минералов и стекловатый базис (рис. 46). Синонимом является нефелинитовая или нефелинитоидная структуры.

Оцеллярная структура развита только в лейцитовых породах. Она обусловлена наличием идиоморфных кристаллов лейцита, имеющих изометрические, приближающиеся к округлым очертания. Вокруг них нередко радиально или тангенциально располагаются цветные минералы, обычно представленные эгирином или эгиринавтитом. Синонимом является термин «глазковая» структура.

Скрытокристаллические (криптокристаллические) структуры. Фельзитовая (и микрофельзитовая) структура. Основная масса в породах, обладающих фельзитовой или микрофельзитовой структурой, состоит из мельчайших кристаллических образований, обычно нераспознаваемых под микроскопом; агрегаты их действуют на поляризованный свет, благодаря чему при скрещенных николях порода имеет серый цвет. Иногда можно наблюдать переходы от фельзитовой структуры к микрогранитной, микропегматитовой. Фельзитовая структура является или результатом девитрофикации стекла, или может быть первичной и образовываться в результате быстрого остывания вязких расплавов. Наиболее часто фельзитовая структура встречается в кварцевых порфирах и кварцевых порфиритах, реже в палеотипных аналогах средних пород — порфирах, порфиритах.

Сферолитовые структуры (частично текстуры). Среди сферолитовых структур существует еще более дробное подразделение.

1. Собственно сферолитовые обусловлены наличием в породе сферолитов, состоящих из фельзитовой массы, стекла и отдельных кристаллических волокон (рис. 47).

2. Псевдосферолитовые структуры отличаются от сферолитовых тем, что сферолиты в них сложены в большей своей части волокнами кристаллического вещества, обычно кварцевого и полевошпатового. Эти волокна растут радиально из общего центра. Сферолиты и псевдосферолиты встречаются обычно в кислых лавах типа липаритов.

3. Вариолитовые структуры образуются в основных экструзивных породах, носящих название вариолитов. Они представляют собой афанитовые породы, в которых отчетливо видны сферолиты сероватого или лилового цвета, погруженные в более темную массу (см. рис. 74). Поверхность выветривания неровная, на ней видны округлые углубления, образованные при выветривании вариолей. Под микроскопом вариоли состоят или из радиальных волокон плагиоклаза и микрокристаллов пироксена, или из нераскристаллизованной массы, отличающейся от основной массы лишь иной

окраской. Сведения о генезисе вариолитов приведены ниже (§ 31).

Стекловатые (гиалиновые) структуры. Породы, нацело состоящие из стекла, имеют стекловатую (гиалиновую) структуру. Структуры естественных стекол, содержащих кристаллиты, называются кристаллитовыми. И, наконец, стекловатые породы, имеющие в своем составе порфиновые вкрапленники, обладают витрофировой структурой. Стекловатые и витрофировые структуры характерны для эффузивных пород кислого состава — обсидиана, липарита.

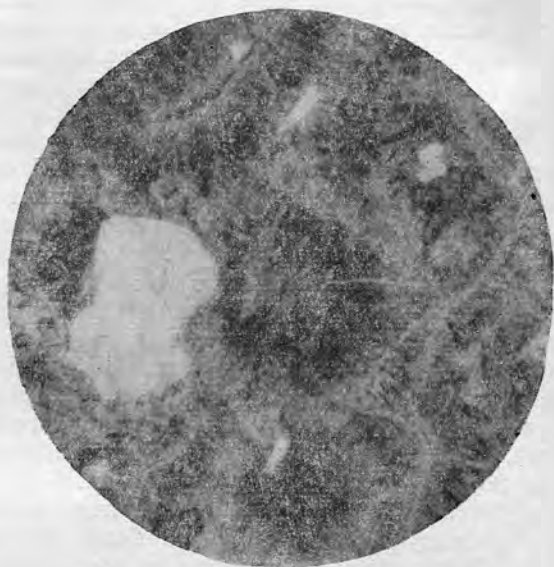


Рис. 47. Сферолитовая структура в липарите. Увел. 27, без анализатора.

Вулканокластические (пирокластические) структуры

Структуры вулканокластических (пирокластических) пород зависят не только от условий кристаллизации исходного магматического вещества и механического раздробления в процессе извержения, но также от седиментации и диагенеза исходного материала. *Вулканокластические структуры* обусловлены наличием обломков преимущественно магматических (эффузивных) пород и минералов, находящихся в мелкоагрегатной связующей массе. Вследствие этого целесообразно проводить разделение структур вулканокластических пород на литокластические, кристаллокластические и витрокластические.

Литокластическая структура образована обломками эффузивных пород различной формы; в кристаллокластической структуре преобладают угловатые обломки кристаллов; и, наконец, витро-

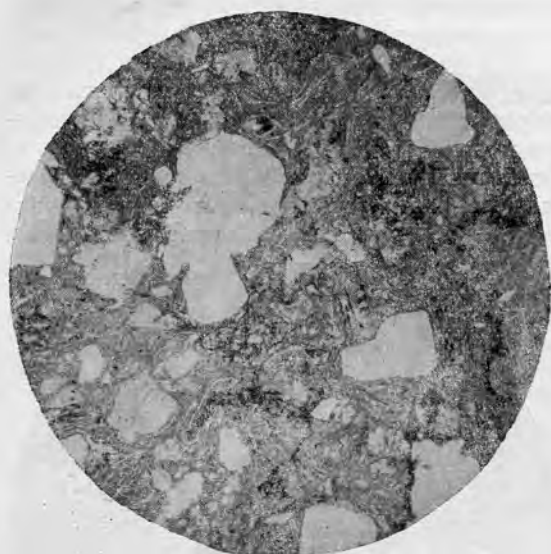


Рис. 48. Кислый вулкани-
ческий туф Армении, струк-
тура кристаллолитокла-
стическая. Увел. 27, без
анализатора.



Рис. 49. Туфобрекчия основного состава с обломками авгититов, порфиритов и кристаллов пироксена. Увел. 10, без анализатора.
Колл. Н. А. Румянцевой, Урал.

кластические структуры сложены остроугольными обломками стекла. Для витрокластической структуры употребляется также термин «чепловая».

Дальнейшее разделение структур производится по величине обломков, составляющих породу: псаммитовая — до 2 мм, алевроитовая от 0,01 до 0,1 мм и пелитовая — до 0,01 мм.

Туфолавы отличаются от вулканических туфов характером связующей массы, представленной лавовым или (в игнимбригах) частично переплавленным материалом, способным к течению. Соответ-



Рис. 50. Структура туфолавы; видна флюидалность основной массы. Увел. 27, без анализатора. Дальний Восток. Колл. Г. И. Сулова.

ственно этому текстура таких пород часто бывает флюидалной. На рис. 48, 49, 50 представлены некоторые типы вулканокластических структур в вулканических туфах и туфолавах.

§ 18. Текстуры магматических пород

Ниже приводится краткая характеристика главных типов текстур магматических пород, разделяемых по ориентировке составных частей и по характеру выполнения массой породы пространства. Образование текстурных особенностей (в противоположность структурным) в меньшей степени связано с химизмом расплава; главную роль в их образовании имеют геологические условия формирования. Так, например, становление интрузивных масс в процессе движения обуславливает возникновение различных типов директивных (=направленных) текстур; при кристаллизации магматического расплава в статических условиях часто формируются однородные текстуры.

Пористые текстуры характерны для экструзивных пород и связаны с быстрым удалением газовой фазы, в связи с резким изменением давления в условиях земной поверхности. В табл. 12 дается пере-

числение типов текстур, соответственно которому приводится и дальнейшее описание.

Главные типы текстур магматических пород

Таблица 12

Критерий разделения	Текстуры	Типы пород
Ориентировка составных частей в пространстве	<p>Однородные</p> <p>Такситовые: структурные, конституционные и структурно-конституционные такситы</p> <p>Шаровые</p> <p>Направленные — директивные: линейные, трахитоидные, директивно-полосатые, флюидальные</p>	<p>Полно- и неполнокристаллические породы различного состава</p> <p>Полнокристаллические породы (нефелиновые сиениты, грейзенизированные граниты); вулканокластические породы (туфы)</p> <p>Полнокристаллические породы (граниты, корситы)</p> <p>Полнокристаллические породы различного состава</p> <p>Неполнокристаллические породы различного состава (лавы и туфолавы)</p>
Характер выподнения пространства (степень сплошности)	<p>Компактные — плотные</p> <p>Пористые</p>	<p>Полнокристаллические и неполнокристаллические породы</p> <p>Главным образом неполнокристаллические и вулканокластические породы</p>

Разделение текстур по ориентировке составных частей в пространстве. *Однородные текстуры* обусловлены тем, что в любом направлении минеральный состав и структура породы являются одинаковыми, а ориентировка минералов изотропной. Такие текстуры возникают в условиях спокойной кристаллизации и отсутствия движений.

Такситовые, или неоднородные, текстуры. Среди них выделяют следующие: а) структурные такситы, характеризующиеся изменением структуры в отдельных участках породы; б) конституционные такситы, обладающие в различных частях породы неодинаковым минеральным составом; в) структурно-конституционные такситы, характеризующиеся неоднородностью структуры и минерального состава (рис. 51). Возникновение такситовых структур обусловлено главным образом изменением физико-химических условий в процессе кристаллизации магмы, например, различием градиента температур для отдельных участков породы, колебанием давления, а также диффузией вещества в газовой-жидкой среде.

Шаровые текстуры. В породах, обладающих шаровой текстурой, минералы располагаются концентрически вокруг определенных

центров, образуя шаровые или эллипсоидальные тела (рис. 52). Наименование «шаровая текстура» применяется к полнокристаллическим породам; сферолитовые структуры неполнокристаллических пород нередко называют сферолитовыми текстурами. Шаровые текстуры известны для гранитов, габбро, диоритов и других пород.

Формирование шаровых текстур, по-видимому, связано с повторным пересыщением расплава различными компонентами и его ритмичной кристаллизацией. Н. Г. Судовиков объясняет генезис шаровых пёлитов Северной Карелии метасоматическим изменением конгломератов. Лакруа предполагал, что шаровые текстуры воз-



Рис. 51. Такситовая структура в турмалиновом граните. Черные участки обогащены турмалином. Туркестано-Алай.

никают при реакции с магмой ксенолитов или порфировых вкрапленников, образовавшихся в раннюю фазу кристаллизации.

Полосатые текстуры характеризуются присутствием в породе полос различного минерального состава (рис. 53). Морфологически они сходны с директивно-полосатыми текстурами, от которых отличаются отсутствием направленности минералов.

Генезис полосатых текстур может быть обусловлен гравитационной дифференциацией, т. е. всплыванием более легких составных частей породы и опусканием более тяжелых при кристаллизации магматического расплава. В этом случае расположение полос слоев в пространстве обычно горизонтальное, реже слегка наклонное. Для гравитационной слоистости характерна обычно большая протяженность слоев [Полканов, 1953]. Полосатые текстуры могут возникать и при фракционной (неодновременной) кристаллизации

различных минералов из расплава, обусловленной колебаниями температур и давлений.

Направленные — директивные текстуры встречаются как среди полнокристаллических, так и среди неполнокристаллических пород.

Среди полнокристаллических пород выделяют следующие типы направленных текстур.

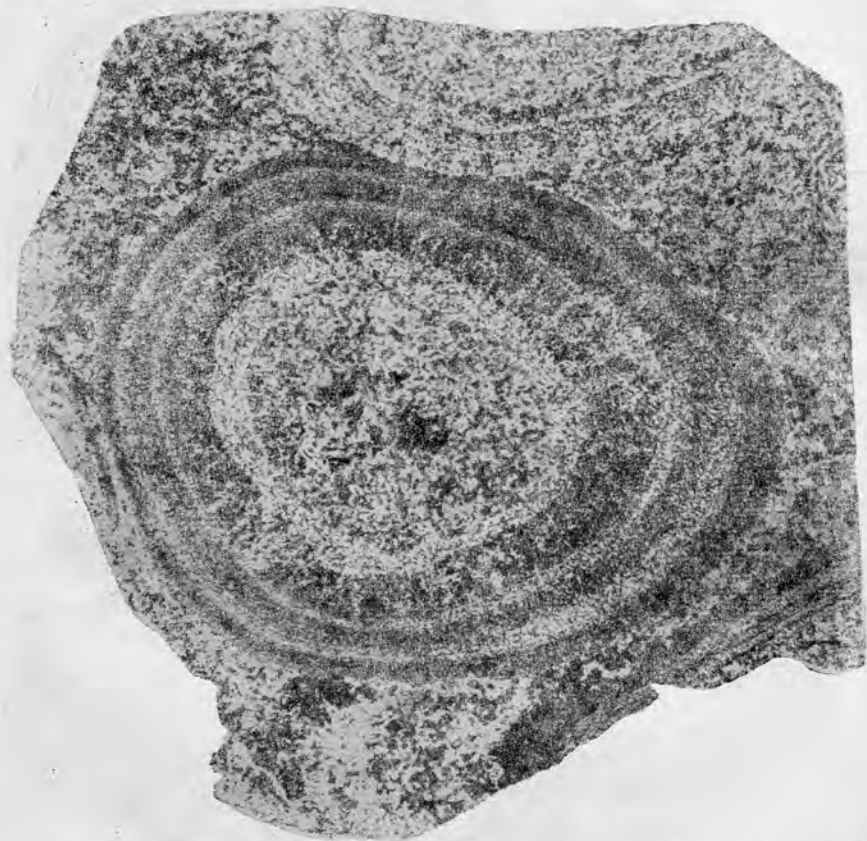


Рис. 52. Шаровая текстура в граните Финляндии. Увел. 1,5.

Линейные текстуры обусловлены тем, что призматические или столбчатые минералы (например, пироксен, амфибол) имеют линейную ориентировку в пространстве. Линейность может проявляться также в субпараллельном расположении шпиров и ксенолитов в породе. По линейности можно судить о направлении движения магматических масс во время их застывания.

Трахитоидные текстуры связаны с субпараллельным расположением в породе таблитчатых или уплощенно-призматических

кристаллов. Особенно отчетливо трахитоидность устанавливается обычно по расположению таблитчатых индивидов полевых шпатов. Плоскость, параллельно которой располагаются минералы, называется

Рис. 53. Полосатая текстура в эвкрите. Туркестано-Алай.

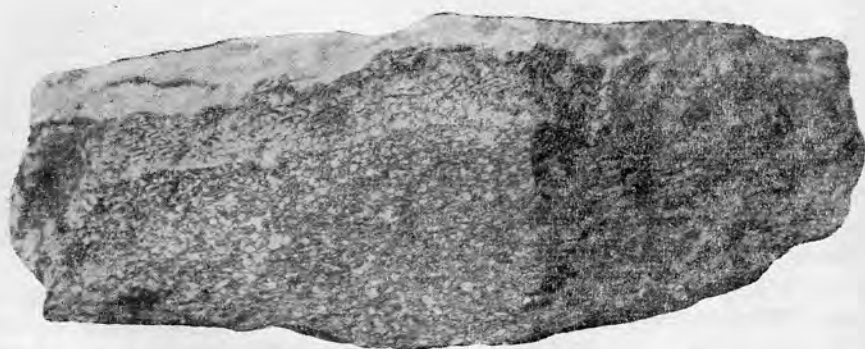


Рис. 54. Директивно-полосатая текстура в нефелиновом спените массива Сайбар, Красноярский край.

плоскостью трахитоидности; в ней часто можно видеть линейность, по расположению которой можно судить о направлении движения в данной плоскости.

Директивно-полосатые текстуры обусловлены наличием в породе полос (или слоев течения), имеющих различный минеральный

состав и часто неодинаковую мощность. Границы между отдельными слоями субпараллельны. Расположение кристаллов в отдельных полосах ориентировано закономерно (в отличие от полосатых текстур). Директивно-полосатые текстуры широко развиты в нефелиновых сиенитах (Ловозеро, Сайбар, Илимаусак в Гренландии, массивы щелочных пород в Туркестано-Алае и др.), породах габброидного ряда (массив Гремяха-Вырмес, Урал — Денежкин Камень и др.). Типичная директивно-полосатая текстура представлена на рис. 54. Полосатая текстура обусловлена здесь чередованием трех



Рис. 55. Флюидальная текстура в обсидиане Армении. Колл. А. А. Прияткина.

пород, резко отличных по составу: белой, сложенной альбитом и калиевым полевым шпатом; розовой — нефелин-полевошпатовой породой с минимальным содержанием цветного минерала и темно-зеленой, представленной нефелиновым сиенитом, содержащим около 30% эгирина и арфведсонита.

Флюидальная текстура. Этот термин применяется для наименования направленных текстур в неполнокристаллических породах. Флюидальность выражается ориентированным расположением микролитов, длинная сторона которых вытянута вдоль направления движения. В случае присутствия в породе порфировых вкрапленников микролиты огибают их. Флюидальные текстуры известны и для пород со стекловатой структурой, где они обусловлены наличием полос стекла, отличающихся различной окраской и внутренним строением (рис. 55), например ориентированным расположением кристаллитов. В пористых лавах можно наблюдать вытянутость пустот, совпадающую с направлением движения лавового потока.

Директивные типы текстур имеют большое значение в расшифровке генезиса пород. При этом одним из главных факторов в возникновении директивности большинство авторов считает движение кристаллизующейся магмы. На это, по мнению Н. А. Елисеева [1953], указывает согласное залегание директивных текстур и поверхности контакта с вмещающими породами, постепенные переходы между петрографическими типами пород и их согласный структурный план, близкие свойства минералов. А. А. Полканов [1953] обращает внимание на то обстоятельство, что на ориентировку и распределение



Рис. 56. Миндалекаменная текстура в диабазовом мандельштейне. Южная Карелия, Суусари.

минералов в кристаллизующейся магме оказывает влияние совместное действие движения и гравитации.

В частных случаях исследователи устанавливают поперечносекущее отношение линейности к плоскостям полосчатости, что указывает на движение блоков почти полностью закристаллизованных пород в альпийских интрузиях гипербазитов. Наконец, процесс газового переноса в кристаллизующейся магме может приводить к дисконформности расположения поздних минералов в полосах (слоях) ранних фаз кристаллизации.

Таким образом, изучение первичных текстур магматических пород является важным критерием при установлении типа дифференциации в период формирования магматических тел.

Разделение текстур по характеру заполнения массой породы пространства. По этому признаку выделяют два типа текстур.

Плотные (компактные) текстуры характеризуются тем, что магматическая масса заполняет полностью все пространство и горная порода не содержит пустот и пор.

Пористые текстуры наиболее часто встречаются в экструзивных породах. В зависимости от относительного количества пустот, их размеров и формы среди них выделяют пузыристые, шлаковые, пензовые текстуры. При выполнении пор вторичными минералами возникают *миндалекаменные текстуры* (рис. 56), широко распространенные среди эффузивов. Породы, обладающие миндалекаменными текстурами, носят название мандельштейнов (диабазовых, порфиритовых и пр.). Миндалекаменные текстуры представляют собой вторичные текстуры, образование которых связано с циркуляцией растворов и вторичным гидрохимическим изменением породы.

В некоторых интрузивных породах (гранитах, пегматитах) иногда наблюдаются *миароловые пустоты*, которые обуславливают образование *миароловой текстуры*. Формирование этой текстуры может происходить или в результате растворения некоторых минералов породы после кристаллизации, или при особом режиме остывания магмы газовые составляющие могли быть временно законсервированы в кристаллическом окружении и лишь в последующие стадии удалены из породы.

§ 19. Трещины отдельности и типы отдельности магматических пород

Интрузивные тела в процессе консолидации подвергаются разнообразным механическим деформациям. В зависимости от природы сил, вызывающих нарушение сплошности горных пород, трещины подразделяются на несколько типов: а) первичные (эндосинкинематичные), б) возникающие при охлаждении и в) наложенные.

Первичные трещины расположены закономерно по отношению к текстурам течения и связаны с продолжающимися движениями в интрузивном теле. Известно несколько систем трещин этого типа.

1. Поперечные трещины (трещины Q — Qwerklüfte) располагаются перпендикулярно к линейности, они, по-видимому, образуются вследствие максимального растяжения в направлении движения. Эти трещины формируются на сравнительно ранней стадии остывания, о чем свидетельствует приуроченность к ним жильного материала.

2. Пластовые трещины (трещины L — Lagerklüfte) располагаются в плоскости первичной полосатости. Аналогично трещинам первого типа они нередко заполнены жильным материалом.

3. Продольные трещины (трещины S) расположены согласно с направлением линейности и перпендикулярно трещинам S и Q . На рис. 57 приводится блок-диаграмма, показывающая пространственное расположение систем трещин Q , L и S и их ориентировку относительно линейности.

Трещины, возникающие при охлаждении. Их появление связано с изменением объема кристаллизующейся магмы до 7% [Орлов, 1963]. Обычно эти трещины расположены

закономерно по отношению к поверхности остывания и могут быть параллельными и перпендикулярными этой плоскости. По мере удаления от контакта трещины проявляются менее четко. Для трещин

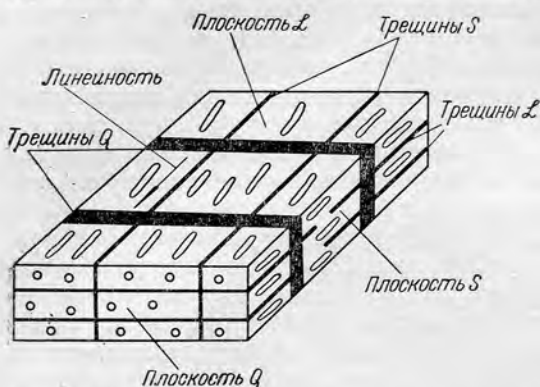


Рис. 57. Блок-диаграмма, показывающая пространственную ориентировку эндосинкинематических трещин.

этого типа не характерно присутствие сингенетического жильного материала. Наложены трещины нередко образуют систему сколов, диагональных по отношению друг другу и по отношению к воздействию тектоническим силам. Иногда по диагональным трещинам наблюдаются зеркала и борозды скольжения. К наложенным трещинам относятся и перистые, идущие под некоторым углом к поверхностям крупных тектонических нарушений в пределах массивов. Выделенные трещины обуславливают появление разнообразных типов отдельности горных пород.

Рис. 58. Столбчатая отдельность типа поленицы в роговообманковых андезитах Камчатки.



В эффузивных породах наиболее часто встречаются следующие формы отдельности: базальтовая (столбчатая), шаровая, перлитовая, плитчатая.

Базальтовая, или столбчатая, отдельность характеризуется тем, что вся масса породы разбита на отдельные вытянутые (часто шестиугольные) призмы — столбы, которые рас-

положены строго перпендикулярно к внешней поверхности потока или покрова; в случае горизонтальной поверхности столбы располагаются вертикально, если поверхность изогнута, то соответственно изогнуты столбы. Этот тип отдельности встречается в экструзивных телах, сложенных лавами основного ряда (рис. 58).

Шаровые лавы (pillow lava), **шаровая отдельность** (pillow structure). Среди экструзивных пород, обладающих шаровой (подушечной) отдельностью, следует различать шаровые лавы, лавы и другие экструзивные породы с шаровой отдельностью. Шаровые лавы образуются до своего затвердения в результате распада жидкой лавы на ряд гигантских капель — шаров, подушек. Каждый шар (подушка, эллипс) имеет собственную поверхность охлаждения и представляет собой как бы изолированное геологическое тело. В большинстве случаев шаровые лавы образуются при подводных излияниях, но иногда встречаются субаэральные шаровые лавы. Шаровые лавы наиболее характерны для пород спилитового ряда [Гилярова, 1959]. Шаровая отдельность возникает в отвердевших породах, она связана с изменением объема при охлаждении. Шаровая (сфероидальная) отдельность с особой отчетливостью проявляется при выветривании. Шаровая отдельность интрузивных пород описана ниже под названием скорлуповатой отдельности.

Перлитовая отдельность встречается в кислых вулканических стеклах, которые состоят из отдельных шариков-перлов, их диаметр обычно не превышает 5—7 мм. Происхождение перлитовых трещинок связано с уменьшением объема породы в быстро застывающих вязких расплавах.

Плитчатая и тонкоплитчатая отдельность обусловлена тем, что параллельно поверхности охлаждения породы разбиты на плитки, наиболее тонкие вблизи этой поверхности и более грубые вдали от нее.

Основные типы отдельности в интрузивных породах связаны с расположением в пространстве синкинематичных трещин отдельности и в меньшей степени с явлениями, обусловленными сокращением объема при охлаждении. К ним относится параллелепipedальная отдельность, возникшая в результате развития в породе трещин отдельности, идущих в трех различных плоскостях.

Пластовая отдельность встречается во многих глубинных породах, обладающих хорошо развитыми горизонтальными трещинами отдельности *L*.

При интенсивно развитых процессах выветривания ребра и углы в возникающих плитах и параллелепипедах могут сглаживаться, округляться и обуславливать такие вторичные формы отдельности, как **матрацевидная**, **ложношаровая** и др.

Скорлуповатая отдельность характеризуется тем, что при ударе от породы отделяются скорлупоподобные части, мощность которых обычно соответствует 2—5 см. Этот редкий тип отдельности встречается в породах, обладающих однородной текстурой и равномерной зернистой структурой.

§ 20. Краткие сведения о структурном анализе магматических пород

Структурный анализ магматических пород основан на изучении пространственного расположения анизотропных текстур (плоскостных и линейных) и первичных синкинематических трещин отдельности. Первые наблюдения и обобщения относительно текстурных особенностей магматических пород принадлежат геологам Сегету и Барбот де Марни, работавшим в России, которые впервые еще в середине прошлого столетия обратили внимание на анизотропное строение плутона габбро-лабрадоритов Вольни на Украине [Полканов, 1947].

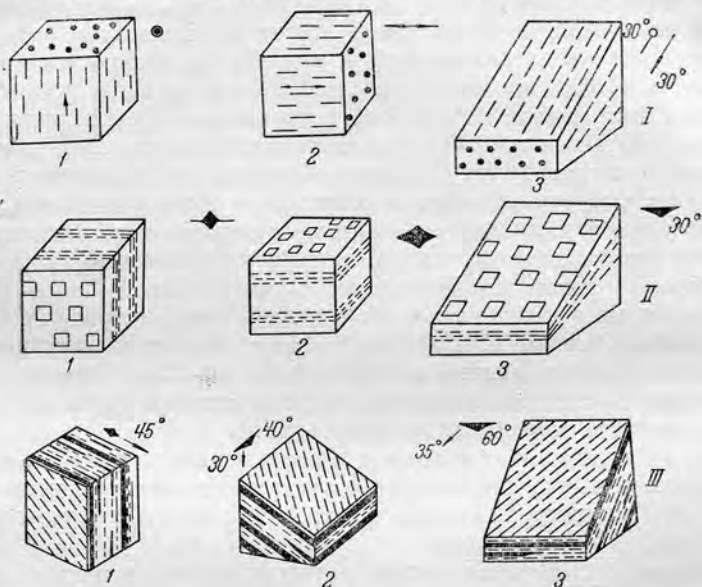


Рис. 59. Различное расположение линейности (I), слоев течения (II) и полос и линий течения (III):

1 — вертикальное, 2 — горизонтальное, 3 — наклонное. Сбоку даются их условные обозначения.

За рубежом идеи структурного анализа получили широкое развитие в работах Клооса (1923, 1927), Болка (1930), Зандера [Sander, 1930] и их последователей.

В Советском Союзе метод структурного анализа магматических тел и связанных с ними месторождений ископаемых был развит и широко внедрен в практику геолого-петрографических работ А. А. Полкановым, Н. А. Елисеевым и их учениками. В настоящее время ни одно петрологическое исследование не производится без применения структурного (и микроструктурного) анализа.

Метод структурного анализа основан на обобщении наблюдений над анизотропным строением интрузивных пород, которое присуще большинству интрузивных тел. Анизотропное строение выражается

в закономерном расположении в пространстве директивных текстур и первичных трещин отдельности.

Техника структурного анализа заключается в измерении и нанесении на карту первичных текстурных элементов пород — первичных направленных текстур и первичных трещин отдельности. Все измерения просты, производятся при помощи горного компаса и, в сущности, сводятся к умению определять положение линии или плоскости в пространстве. Нанесение на карту не отличается от нанесения элементов залегания осадочных пород, слоистости, осей складок и пр.

Измерение линейных текстур течения. Для линейно расположенных минералов, шпиров или ксенолитов определяется направление линии в пространстве. Для этого следует определить азимут погружения данной линии и угол падения. Линейность может располагаться вертикально, горизонтально, наклонно, в последнем случае нужно определить азимут и угол наклона (рис. 59, I).

Измерение плоскостных текстур течения (плоскости трахитоидности, плоскости полосатости). Для определения пространственного положения плоскости необходимо измерить простираение этой плоскости, азимут ее падения и угол падения. Определение плоскости трахитоидности или полосатости производится совершенно так же, как это делается при установлении плоскости слоистости осадочных пород. Слои течения могут располагаться вертикально, горизонтально и наклонно. Нижеприведенные рисунки иллюстрируют различное положение слоев течения и обозначения их на карте (рис. 59, II). Нередко в плоскостях течения можно наблюдать и линейность, расположение которой может быть вертикальным, горизонтальным и наклонным. Нижеприведенные рисунки иллюстрируют различные типы взаимоотношений между линиями и слоями течения. Как правило, линии течения располагаются в плоскостях течения (рис. 59, III).

Измерение первичных — синкинематических трещин отдельности. Первичные синкинематические трещины отдельности располагаются в породе закономерно по отношению к первичным структурам течения, они проходят в породе параллельно определенным плоскостям. При структурном исследовании необходимо измерить ориентировку этих плоскостей в пространстве и нанести на карту.

При определении господствующего направления трещин отдельности, выполненных жильным материалом, результаты их измерения обрабатываются статистически, и обычным способом строится роза-диаграмма.

Структурная карта составляется всегда непосредственно в поле; все результаты наблюдений сразу же наносятся на карту, их толкование не откладывается до камеральной обработки материала.

Метод структурного анализа магматических тел дает возможность судить об их форме, внутреннем строении и взаимоотношении

с окружающими породами. Так, например, лишь после структурных исследований было выяснено, что многие тела, считавшиеся ранее батолитами (например, «батолит» Лаузица), оказались межформационными интрузиями горизонтального строения. Метод структурного анализа позволил установить куполообразное, воронкообразное, цилиндрическое строение интрузий.



Рис. 60. Ориентировка директивных текстур в двух одновременных комплексах слева — комплекс пород В, справа — комплекс пород А.

В сложных по петрографическому составу телах, образовавшихся в несколько фаз интрузивной деятельности, структурный анализ дает нередко весьма простой способ установления последовательности образования отдельных комплексов пород. Так, например, согласное отношение внутренней структуры комплекса А по отношению к контактной поверхности комплекса В (конформность) указывает на более молодой возраст первого комплекса (рис. 60).

Метод структурного анализа является чрезвычайно важным и при изучении закономерностей формирования и пространственной локализации полезных ископаемых, являясь той необходимой геологической основой, без которой невозможно направлять по правильному пути их поиски, разведку и эксплуатацию.

Глава V. ПРИНЦИПЫ СИСТЕМАТИКИ (КЛАССИФИКАЦИИ) МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Классификация магматических пород должна отражать особенности их геологического залегания в земной коре и главные черты их вещественного состава. Однако классификация, основанная на этих признаках, не отражает законов формирования горных пород, их связь друг с другом и окружающей средой и является в значительной степени формальной.

При разработке систематики магматических пород необходимо в дальнейшем учитывать их генетические особенности, приуроченности к определенным этапам геологического развития земли, их так называемое «кровное родство» и особенности кристаллизации. На это в свое время обращал внимание Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, пытаясь вывести закономерности в свойствах и взаимосвязях пород из особенностей кристаллизации двух родоначальных магм — кислой и основной. А. А. Полканов выдвинул представления об естественных рядах магматических горных пород, которые образуются в один и тот же геологический цикл, имеют общие черты химического и минерального состава и связаны общностью происхождения; он неоднократно подчеркивал, что в формальную петрографическую классификацию следует ввести принцип геологического родства и что при изучении горных пород нельзя ограничиваться формальной

классификацией, основанной только на их химико-минеральных или геологических особенностях.

В настоящее время появились обширные новые данные по геологическому и физико-химическому изучению магматических пород, которые выявляют типичные черты их генезиса и позволяют объединить выделенные ранее семейства [Lapparent, 1923; Лучицкий, 1949; Заварицкий 1955] в более крупные категории — типы. Породы этих типов характеризуются общими чертами химизма и отражают специфические черты их происхождения за счет расплавления различных геосфер земли и закономерности дальнейшей кристаллизации возникших расплавов.

Разделение магматических пород по геологическим особенностям не вызывает особых затруднений, в то время как классификация по вещественному составу является предметом давних дискуссий, нашедших отражение в учебниках и монографических работах.

Трудность классификации магматических пород по химико-минеральному составу связана с наличием пород, являющихся промежуточными между главными семействами (группами) и затрудняющими проведение четкой границы между ними. Кроме того, при выделении главных семейств надо учитывать не только качество минералов, слагающих породу, но и их количество (см. § 13). Большой помехой в выборе рациональной номенклатуры является совершенно произвольное использование в геологической литературе терминов «тип», «класс», «вид (разновидность)». В дальнейшем эти термины будут употребляться в общепринятом понимании, т. е. наиболее крупной категорией является тип, далее группа или семейство, вид (разновидность). Однако во многих случаях этого сделать не удается, так как подразделение магматических пород многими авторами производится по различным признакам. Например, Шэнд разделяет горные породы на типы по принципу насыщения; А. Н. Заварицкий и Е. А. Кузнецов выделяют химические типы и классы по числовым характеристикам и проекционным величинам.

Следовательно, при выделении типов необходимо указывать признаки, положенные в основу разделения.

§ 21. Разделение магматических пород по геологическим особенностям

В основу геологического разделения магматических пород положен генетический признак, отражающий условия их формирования в пределах земной коры или на ее поверхности. Полевые исследования являются главным методом для оценки этого признака. В ряде случаев о нем судят по косвенным признакам — структуре, текстуре и минеральному составу пород. По особенностям геологического положения среди магматических тел выделяют следующие.

Глубинные, или интрузивные, породы, сформировавшиеся в глубинах Земли. Их кристаллизация происходит в условиях медленного охлаждения под большим давлением и при

активном участии летучих компонентов. Благодаря этому структура глубинных пород полнокристаллическая и текстура компактная. В них часто присутствуют минералы, содержащие ОН, Н, В и другие летучие компоненты, например амфиболы, биотит. Среди интрузивных пород в зависимости от глубины их формирования выделяют следующие подгруппы:

Абиссальные (или плутонические) породы, застывшие на больших глубинах и образующие крупные интрузивные тела типа батолитов. Кристаллизация в абиссальных условиях происходит медленно в равновесных условиях. Структура пород в большинстве случаев крупно- или среднезернистая.

Гипабиссальные породы, образовавшиеся на незначительных глубинах и слагающие небольшие тела типа лакколлитов, штоков. Остывание в гипабиссальных условиях идет быстрее и обуславливает неравновесность кристаллизации. Породы характеризуются мелкозернистыми, нередко порфировидными структурами и зональным строением минералов.

Жильные, или дайковые, породы впервые были выделены Розенбушем в 1887. Они формируются в верхних структурных горизонтах подобно гипабиссальным породам и имеют с последними много общих черт.

Многие исследователи, например Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Тиррель и другие, не выделяли жильные породы в отдельную генетическую группу: они указывали, что эти породы имеют резко подчиненное значение по сравнению с глубинными и экструзивными породами, а условия их формирования соответствуют процессу кристаллизации гипабиссальных пород. Однако форма залегания, особенности минерального состава и структурно-текстурных признаков достаточно своеобразны для выделения их в самостоятельную группу. Нередко они образуют пояса даек и могут являться единственными магматическими проявлениями в крупных тектоно-магматических циклах. Вместе с тем гипабиссальные тела, дайки и жилы сопровождают формирование крупных интрузий или сходят в состав вулканогенных формаций. В жильном залегании известны породы, аналогичные как излившимся (кварцевые порфиры, базальты и др.), так и глубинным, например дайки гранитов, диоритов и др. Наряду с этим отдельные представители жильных пород имеют минеральный состав, резко отличный от интрузивных и эффузивных образований, и это также подчеркивает их самостоятельное значение в классификации.

Жильные породы по вещественному составу разделяют на асхистовые (нерасщепленные) и диасхистовые (расщепленные).

В первоначальном понимании термин «асхистовый» обозначал жильную породу, которая тождественна с материнской породой по химико-минеральному составу, но отличается от последней структурой и текстурой. К таким породам относили микрограниты, гранитпорфиры, сиенит-порфиры, микродиориты и т. д. К диасхистовым причисляли породы, отличающиеся от материнской и по структуре,

и по составу. Некоторые из них обогащены бесцветными минералами, другие представлены меланократовыми разновидностями. Соответственно выделяются две подгруппы диасхистовых пород: лейкократовые и меланократовые. Среди лейкократовых наибольшее значение имеют аплиты и пегматиты. Первые имеют мелкозернистую структуру, вторые — грубозернистую до гигантозернистой. И те, и другие породы обладают разнообразным составом хорошо коррелирующимся с составом основных типов пород. Известны аплиты и пегматиты гранитов, габбро, нефелиновых сиенитов и т. д. Меланократовые жильные породы отличаются повышенным содержанием темноцветных минералов — биотита, амфибола, пироксена, оливина — и ранее определялись как лампрофиры.

В настоящее время для большинства асхистовых пород и части диасхистовых (некоторые аплиты и пегматиты) хорошо устанавливается генетическая связь с интрузивными породами соответствующего состава. Для большей же части диасхистовых пород такой непосредственной связи с крупными интрузиями не имеется. Так, например, образование лампрофиров обязано самостоятельному геологическому процессу, ведущую роль в котором играют глубинные разломы и плавление подкорового вещества Земли. На это указывают присутствие гипоксенолитов и специфика геохимических особенностей.

Экструзивные породы. В эту группу входят породы, образовавшиеся как при излияниях в спокойных условиях (собственно излившиеся, или эффузивные, породы), так и при извержениях эксплозивного типа (взрывах). К экструзивным образованиям относятся также выдавленные на земную поверхность породы, сложенные вязкими лавами, не способными к истечению (см. § 6). Кристаллизация происходит при давлении, близком к атмосферному, и при потере летучих компонентов; этим объясняется обычное отсутствие в основной массе экструзивных пород минералов, содержащих летучие составные части. При этом возникают породы с неполнокристаллической структурой — стекловатые или микрокристаллические. Лишь в случае образования мощных потоков или покровов породы, располагающиеся в их центральных частях, предохраненных от быстрого охлаждения, могут иметь полнокристаллическую структуру. Порфировые структуры, характерные для экструзивных пород, обусловлены кристаллизацией в два периода: крупные кристаллы, образующие вкрашленники, выделялись из магматического расплава на глубине, мелкие кристаллы и микролиты основной массы формировались на земной поверхности или вблизи от нее.

Вулканические извержения часто сопровождаются образованием вулканических туфов и туфолов, обладающих вулканокластической (пирокластической) структурой; последняя обусловлена присутствием обломков пород и минералов, сцементированных мелко-раздробленной массой или лавой.

Для характеристики степени вторичных изменений выделяют *палеотипные* и *кайнотипные* разновидности экструзивных пород.

Древние экструзивные породы обычно более сильно изменены, чем молодые; однако известны примеры, когда молодые лавы почти полностью утратили свой первичный состав и структуру, а древние породы имеют кайнотипный облик; таким образом, термины «кайнотипные» и «палеотипные» подчеркивают не возраст пород, а степень их изменения.

При изменениях, происходящих в экструзивной породе, преобразуются ее структура и текстура, минеральный состав и внешний вид. Так, например, с течением времени при повышении температуры, воздействии растворов и эманаций происходит преобразование стекла в кристаллическое вещество. Кислое стекло переходит в сферолитовую, фельзитовую или микрокристаллическую массу. При этих процессах видоизменяется и внешний вид породы: блеск становится матовым, исчезает раковистый излом, меняется цвет породы. Стекло в основных породах переходит в агрегат чешуек хлорита, обуславливая зеленую окраску палеотипных пород. Для кайнотипных пород характерны пористые текстуры; в процессе дальнейшей эволюции поры заполняются вторичными минералами, что обуславливает образование мицеллакаменных текстур палеотипных пород.

Минералы кайнотипных пород отличаются от палеотипных высокотемпературными свойствами (оптикой), несколько иным химическим составом (см. § 12), отсутствием или малой степенью вторичных изменений. Некоторые минералы распространены только в кайнотипных породах и не встречаются ни в палеотипных экструзивных, ни в глубинных.

§ 22. Разделение магматических пород по химико-минеральному составу и некоторым генетическим особенностям

При классификации магматических пород должны приниматься во внимание как их минеральный состав, так и химизм. Полнокристаллические породы легко могут быть определены по минеральному составу, но для экструзивных пород, имеющих неполнокристаллическую структуру, эта возможность затруднена, и их диагностика должна производиться с учетом данных химических анализов. Что же положить в основу разделения пород по химизму для того, чтобы все разнообразие горных пород объединить в определенные типы? Существенную помощь в выборе этих принципов дает изучение естественных ассоциаций горных пород, распространенных в устойчивых и подвижных областях Земли *. Не менее важное значение имеет обобщение результатов физико-химического изучения синтетических систем, соответствующих горным породам.

* Стремление выявить закономерности в распространении горных пород на земном шаре отмечалось многими исследователями, оно нашло свое отражение в понятиях о петрографических провинциях и формациях [Judd, 1886; Левинсон-Лессинг, 1888], естественных рядах [Полканов, 1939, 1940], формационных типах [Кузнецов, 1964] и других сходных по смыслу определений.

В настоящем разделе не имеется возможности рассмотреть в должной мере геологический, петрографический и физико-химический материал, который бы полно охарактеризовал степень самостоятельности и родства различных типов магматических горных пород. Можно считать общепризнанным, что существуют две крупные природные ассоциации — щелочноземельная и щелочная. Часто начальными членами этих двух сообществ являются ультраосновные или основные породы. Самостоятельным типом является также обширная группа гранитов и гранитоидов. Таким образом, естественные ассоциации могут подразделяться на три крупных типа: 1) щелочноземельные породы ультраосновного, основного (и частично среднего) состава; 2) граниты и родственные им породы; 3) щелочные породы.

Породы первого и третьего типов имеют в большинстве случаев глубинное магматическое происхождение; их образование связано с полным или частичным плавлением подкорового вещества Земли. Гранитоидные магмы формируются в пределах земной коры, преимущественно за счет расплавления ее сиалической оболочки; часть их может быть связана с процессами ультраметаморфизма, ассимиляцией базальтоидной магмой сиалического материала и процессами дифференциации.

Породы щелочноземельного типа (габбро, базальты, андезиты) и граниты имеют наибольшее развитие (см. § 23). В пределах указанных типов дальнейшее разделение на группы или семейства производится по составу полевых шпатов и по таким симптоматическим минералам, как кварц, оливин и фельдшпатоиды. Соответственно этому каждый из выделенных типов подразделяется на следующие группы:

1. **Щелочноземельные породы ультраосновного, основного и среднего состава** (гл. VI): группа перидотита — пикритового порфирита; группа габбро — базальта; группа диорита — андезита.

2. **Граниты и родственные им породы** (гл. VII): группа гранитов — липаритов и гранитоидов; группа сиенита — трахита; группа сиенита — трахита описывается в этой главе условно. Эти породы гетерогенны по своей природе; часть их генетически связана с гранитами и габбро, а часть (например, щелочные сиениты) примыкает к типичным щелочным породам. Объединение их в одну группу оправдывается определенной общностью их химико-минерального состава и нецелесообразностью рассмотрения их в различных разделах систематики.

3. **Щелочные — фельдшпатоидные породы** (гл. VIII): группа фельдшпатоидных сиенитов — фонолитов, группа бесполовошпатовых фельдшпатоидных пород — нефелинитов, лейцититов; группа фельдшпатоидных габброидов — тефритов.

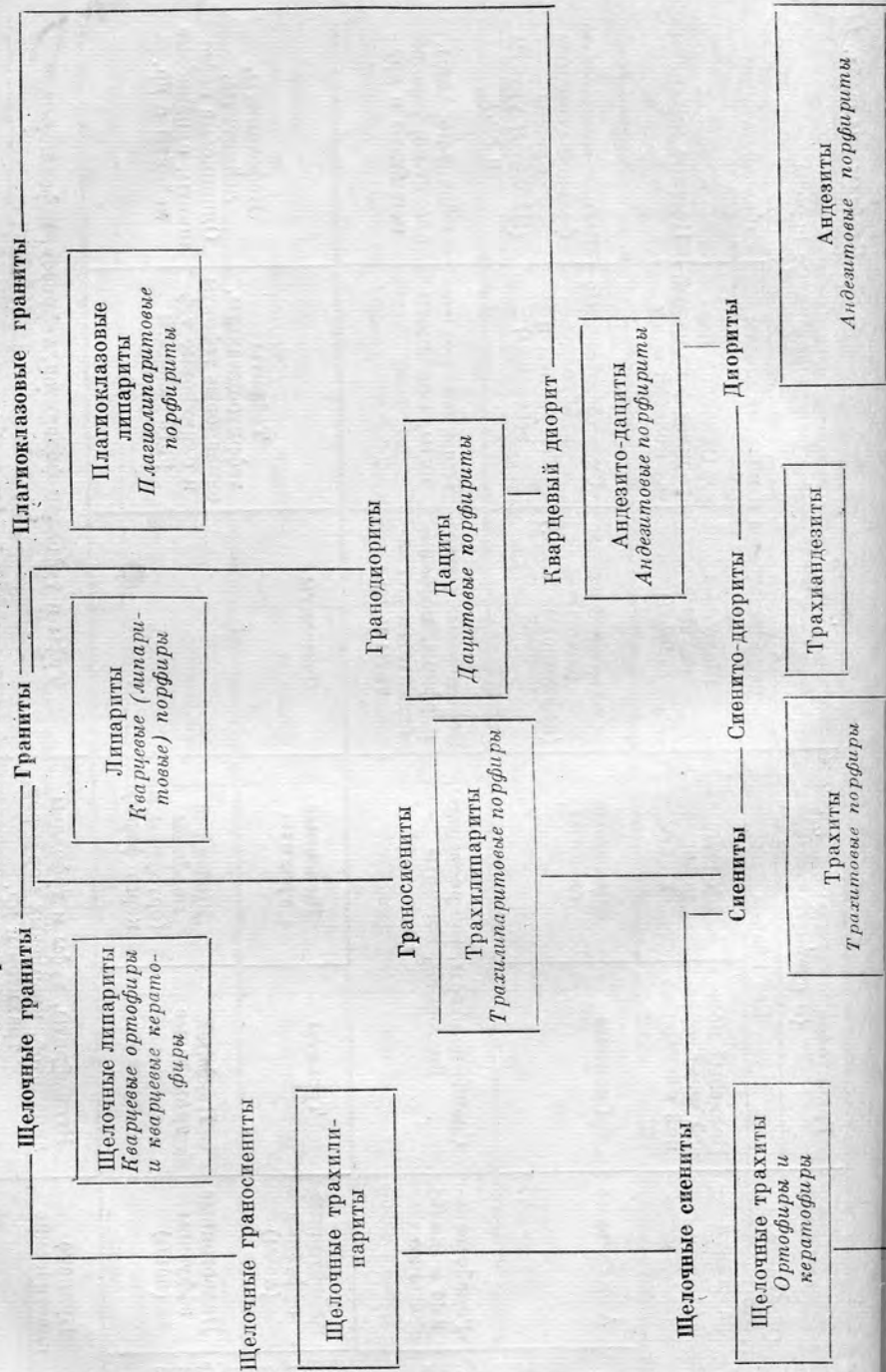
Ниже под термином «щелочные — фельдшпатоидные» породы объединяются магматические образования, содержащие фельдшпатоиды — нефелин, лейцит, содалит и др. Название «щелочные магматические породы» довольно свободно употребляется в петрографической

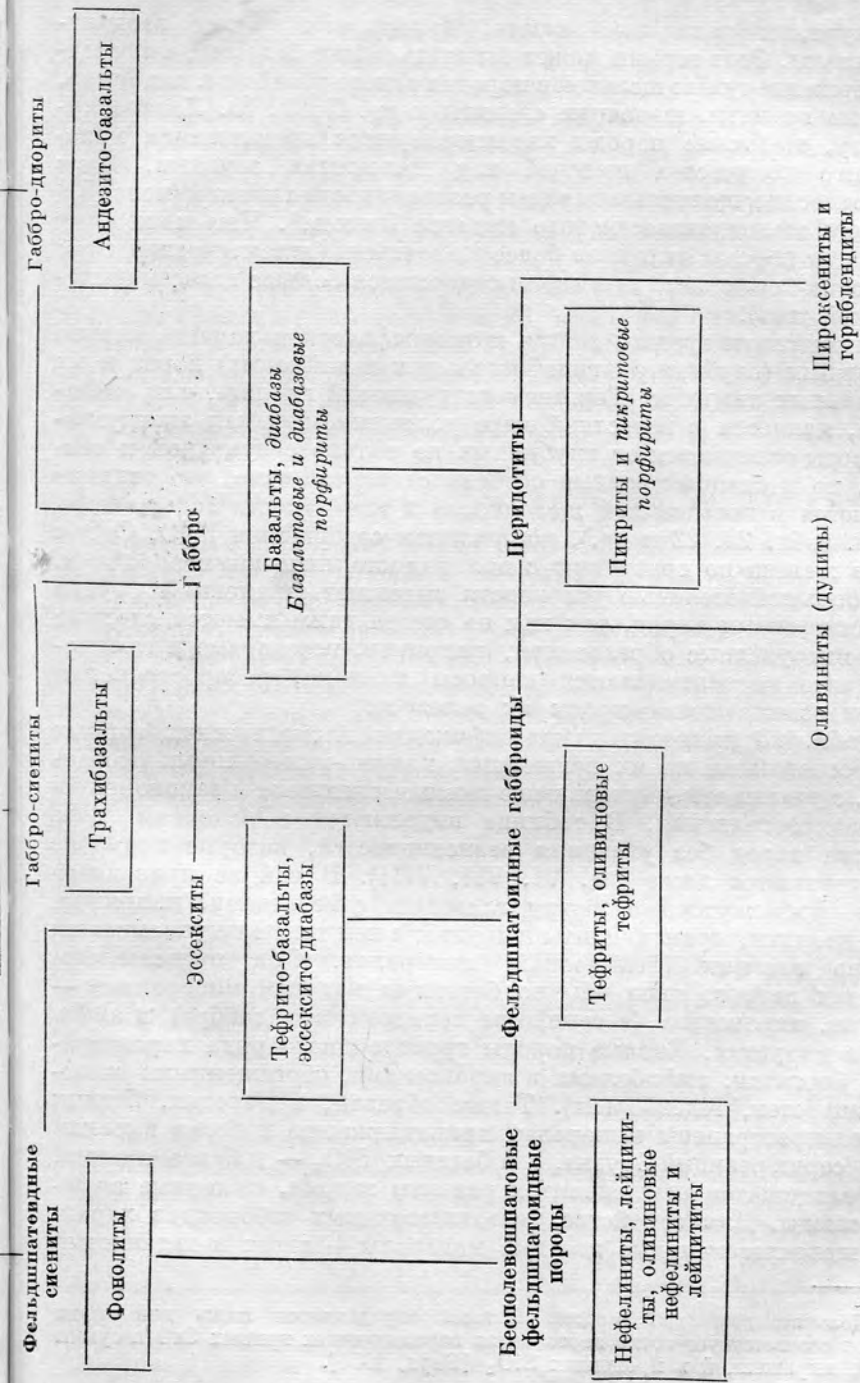
Классификация магматических пород

Особенности геологического залегания	Щелочноземельные — ультраосновные, основные, средние породы		Гранитоидные — кислые породы (и сиениты)		
	Плагиоклазовые		С кварцем		
Абиссальные	Бесполовошпатовые, оливин + пироксен (+ амфибол)	Основной плагиоклаз	Средний плагиоклаз	Кислый — средний плагиоклаз	Щелочные полевые шпаты
	Перидотиты	Габбро	Дiorиты	Граниты	Плагиоклазовые граниты
Гипабиссальные и жильные	Пикриты	Диабазы, микрогаббро	Спелсартиты, керсантиты, микродиориты	Гранит-порфиры, аплиты, пегматиты, кварцевые порфиры, фельзит-порфиры	
	Кайнотинные эффузивы (лавы)	Пикриты и икритовые порфиры	Базальты	Андезиты	Липариты (— риолиты) (пемзы, обсидианы)
Порфиры (базальтовые, спилитовые и др.), спилиты			Порфиры (андезитовые)	Кварцевые порфиры (= липаритовые порфиры)	Щелочные кварцевые порфиры (кварцевые оргофиры и кератофиры)
Вулканокластические	Туфы и туфолавы пикритов, диабазов, андезитов и др., кимберлиты		Игнимбриты, туфы и туфолавы липаритов, кварцевых порфиров, трахитов и др.		

Особенности геологического залегания	Гранитоидные — кислые породы (и сиениты)		Щелочные — фельдишпатные породы	
	Без кварца	Калиевый полевой шпат, средний плагиоклаз	Фельдишпатонды и полевые шпаты	Фельдишпатонды
Абиссальные	Сиениты	Щелочные полевые шпаты	Щелочные полевые шпаты	Цветные минералы
	Фельдишпатонды (нефелиновые и др.)	Щелочные сиениты	Фельдишпатонды сиениты (нефелиновые и др.)	Бесполовишпатовые фельдишпатондные породы (Ийолиты, уртиты и др.)
Интрузивные	Сиецит-порфиры, микросиениты, бостониты, вогезиты	Щелочные полевые шпаты	Нефелиновые сиенит-порфиры, нефелин-сиенитовые пегматиты и др.	Ийолит-порфиры, ийолит-порфиоровые пегматиты и др.
	Трахиты	Щелочные трахиты	Фоналиты	
Экструзивные	Кайнопитные эффузивы (лавы)	Щелочные порфиры трахитовые	Щелочные порфиры (ортофиры и керагофиры)	Нефелиниты, лейцититы. Оливиновые нефелиниты, оливиновые лейцититы и др.
	Палеотипные эффузивы (лавы)	Игнимбриты, туфы и туфолавы липаритов, кварцевых порфиров, трахитов и др.	Туфы и туфолавы фоналитов, тефритов, нефелинитов	

Некоторые генетические связи магматических горных пород





Примечание. Эффузивные породы помещены в прямоугольники, курсивом выделены палеотипные породы.

литературе, и различные авторы вкладывают в него неодинаковый смысл. Этот термин может означать также большее, чем среднее содержание суммы щелочей в породах одного семейства, например, щелочные граниты, щелочные сиениты и др. По Ф. Ю. Левинсону-Лессингу, щелочные породы характеризуются превышением молекулярного количества щелочей над щелочными землями. Барт [1956] относит к щелочным породам разновидности с низким (менее 51) значением щелочноизвесткового индекса Пикока*. Чем ниже этот индекс, тем породы являются более щелочными (атлантический тип); при высоком его значении в серии содержится больше извести (тихоокеанский тип).

При описании группы дается петрографическая характеристика интрузивных (глубинных, гипабиссальных и дайковых) пород и их экструзивных аналогов. Термин «экструзивный аналог», или «эквивалент», является в известной мере условным, так как экструзивные породы отличаются от глубинных не только структурой и текстурой, но и специфическими особенностями химизма; это отличие выражается в повышенной щелочности и кислотности большинства лав (см. табл. 20, 22 и др.), пониженном содержании MgO , CaO и окислов железа по сравнению с полнокристаллическими породами. С еще большей степенью условности выделяют «аналоги» в группе фельдшпатоидных пород, так как не всегда даже имеются сходные с ними интрузивные образования, например, нозеановые и гаюиновые. Далее рассматриваются вопросы химизма, распространения пород и освещаются вопросы их генезиса.

В табл. 13 приводится классификация магматических горных пород, основанная на их важнейших химико-минеральных особенностях, с учетом отмеченных выше генетических черт и закономерностей распространения. В таблице выделяются в основном лишь семейства пород без указания разновидностей, которые подробно рассматриваются ниже (гл. VI, VII, VIII). В ней не приводятся породы, промежуточные между главными семействами, например, габбро-диориты, гранодиориты и другие; в ней также не указывается характер цветных (фемических) минералов. Они представлены в породах первого типа обычно богатыми магнием минералами — оливином, пироксеном (в семействе перидотитов и габбро) и амфиболом в диоритах. Кислые породы гранитоидного ряда характеризуются амфиболом, амфиболами и пироксенами, обогащенными железом (гиперстен, геденбергит). Таким образом, в породах, бедных SiO_2 , распространены минералы, принадлежащие к более высоким членам серии реакций Боуэна, а в богатых SiO_2 — к более низким.

В фельдшпатоидных сиенитах развиты эгирин, щелочные амфиболы, слюды. Для семейства фельдшпатоидных габброидов характерны щелочноземельные цветные минералы — авгит и титанистый

* Щелочноизвестковый индекс Пикока определяется лишь для серии пород; он соответствует точке пересечения вариационных кривых CaO и суммы щелочей, выраженной в процентах SiO_2 [Барт, 1956].

авгит, оливин. В группе бесполевошатовых фельдшпатоидных пород встречаются минералы обеих групп.

В пределах выделенных семейств в верхней горизонтальной графе даны названия интрузивных (глубинных и гипабиссальных) пород, в нижней — эффузивных.

На схеме породы классифицированы на основании их взаимных переходов, установленных при изучении природных ассоциаций пород, и совокупности естественных рядов в отдельных петрографических провинциях*.

В левой части схемы расположена ветвь щелочных пород. Центральная часть ее занята породами, в которых щелочные земли преобладают над щелочами, при этом породы, богатые кремнеземом, расположены в верхней части схемы, средние — в средней части и бедные им — в нижней. Для большей наглядности эффузивные породы помещены в прямоугольники.

§ 23. Краткие сведения о распространении магматических пород

Среди магматических пород наибольшее распространение имеют габбро-базальтовые породы и граниты. Щелочные породы, несмотря на их большое многообразие, имеют весьма ограниченное развитие. Вопросом о распространении магматических пород на территории СССР занимался С. П. Соловьев. Им вычислено среднее количество интрузивных и эффузивных пород разного состава для всей площади Советского Союза и для отдельных его регионов [Соловьев, 1952]. Дэли производил такие подсчеты для Соединенных Штатов Америки [Дэли, 1933]. Табл. 14 показывает среднее количество различных пород на территории Советского Союза и США.

Таблица 14

Среднее количество интрузивных и эффузивных пород,
% от общей площади

Породы	Интрузивные		Эффузивные	
	По С. П. Соловьеву	По Дэли	По С. П. Соловьеву	По Дэли
Кислые	48,7	35,4	13,5	12,8
Основные	2,3	4,4	35,1	45
Щелочные	0,4	(+ средние) —	(0,05)	(+ средние) —
Всего	51,4	39,8	48,6	57,8

* При составлении табл. 13 и схемы были использованы материалы, приведенные в работах Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, Шэнда, Тирреля и др.

Из таблицы видно, что на территории СССР преобладающими (35,1%) являются эффузивные породы основного состава (базальты) и глубинные породы кислого состава (граниты и гранитоиды 48,7%). В эту таблицу не включены основные породы трапповой формации Сибири, занимающие площадь в 1 550 000 км². Они повысили бы роль эффузивных и гипабиссальных пород основного состава до 44,5%.

Дэли [1933] вывел средние цифры развития интрузивных и эффузивных пород кислого, основного и среднего составов. 2,9% при-

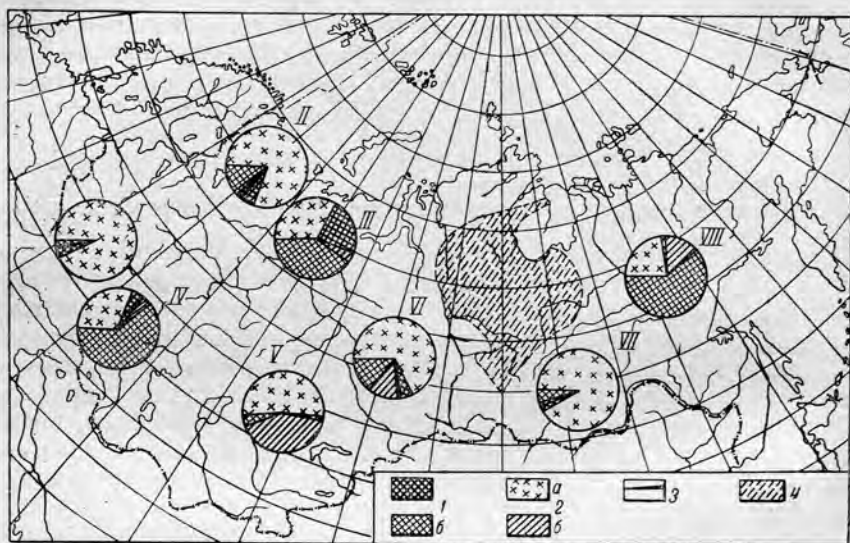


Рис. 61. Распространение магматических пород по отдельным регионам СССР в процентах от общей площади (по С. П. Соловьеву, 1952).

I — УССР, II — Северо-Запад европейской части СССР, III — Урал, IV — Кавказ, V — Казахстан и Средняя Азия, VI — Западная Сибирь, VII — Восточная Сибирь, VIII — Дальний Восток.

1 — основные породы: а — интрузивные, б — эффузивные; 2 — кислые породы: а — интрузивные, б — эффузивные; 3 — щелочные породы; 4 — трапповая формация Сибири.

ходится на долю щелочных и других редких пород (включая, очевидно, и перидотиты). Эти цифры показывают, что граниты и гранитоиды с их эффузивными аналогами, а также щелочноземельные породы основного и среднего составов (базальты, андезиты, габбро и диориты) являются наиболее распространенными образованиями и составляют около 95% из всего многообразия пород.

Рис. 61 дает возможность судить о количественных взаимоотношениях между интрузивными и эффузивными породами основного, кислого и щелочного составов в различных регионах СССР. Резкое преобладание интрузивных пород кислого состава в УССР (I), на северо-западе европейской части СССР (куда входит часть Бал-

тийского кристаллического щита) и Восточной Сибири (включающей Забайкалье) связано преимущественно с широким развитием здесь магматических образований докембрийского возраста, главным образом гранитов и гранитоидов. Значительное увеличение основных (частично ультраосновных) пород в пределах Урала (III), Кавказа (IV), Дальнего Востока (VIII) и Сибири (траппы) связано с широким проявлением основного магматизма в палеозойскую и мезозойскую эры. Формирование экстрезивно-гипабиссального комплекса траппов Сибири началось в конце палеозоя, продолжалось в течение триасового периода и закончилось в нижней юре.

Увеличение кислых экстрезивных пород на Дальнем Востоке, Казахстане, Кавказе связано с активной вулканической деятельностью мезозойской и кайнозойской эр.

Глава VI. ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫЕ ПОРОДЫ УЛЬТРАОСНОВНОГО, ОСНОВНОГО И СРЕДНЕГО СОСТАВА

ГРУППА ПЕРИДОТИТОВ (ГИПЕРБАЗИТОВ) — ПИКРИТОВЫХ ПОРФИРИТОВ

§ 24. Петрографическая характеристика перидотитов

В минеральном составе пород семейства перидотитов главное значение имеют оливины и пироксены. В большинстве случаев они относятся к магнезиальным разновидностям и представлены форстеритом, энстатитом, бронзитом. Некоторые породы содержат моноклинный пироксен ряда авгита (диаллаг), титанистого авгита и диопсида. Еще в более редких случаях ультраосновные породы имеют железистый оливин типа гортонолита (например, перидотиты массива Гремяха-Вырмес и Мончегорска на Кольском полуострове). Б. М. Куплетский [1930] выделил разновидности в породах данного семейства в зависимости от содержания двух главных минералов оливина и пироксена (табл. 15).

Таблица 15

Разновидности пород группы перидотита

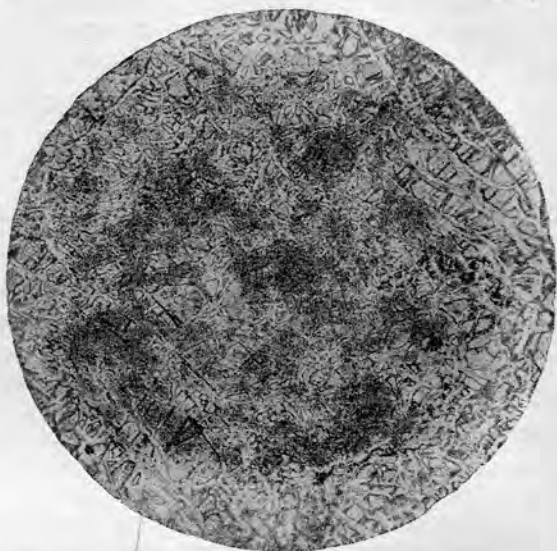
Породы	Содержание оливина, %	Содержание пироксена, %
Оливиниты (дуниты)	100—85	0—15
Пироксеновые оливиниты	85—70	15—30
Перидотиты	70—30	30—70
Оливиновые пироксениты	30—10	70—90
Пироксениты	< 10	90—100

Иногда в качестве главного минерала в перидотитах появляется амфибол, относящийся к обыкновенной роговой обманке и керсутиту. Существенно амфиболовые породы с переменным содержанием пироксена получили название горнблендитов. Основной плагиоклаз имеет большое значение в плагиоклазовых перидотитах.

Тип присутствующего в породе пироксена и рудного минерала также является основанием для выделения разновидностей в пределах рассматриваемого семейства. Перидотиты с ромбическим пироксеном называются гарцбургитами, с моноклинным — верлитами; перидотиты, в которых одновременно присутствуют и ромбический, и моноклинный пироксены, называются лерцолитами. Оливин-роговообманковые породы называются кортландитами.

Среди мономинеральных оливиновых пород выделяют собственно оливиниты, состоящие из оливина (иногда с примесью магнетита), и дуниты, содержащие в качестве акцессорного минерала хромит.

Рис. 62. Петельчатая структура в серпентинизированном оливините Урала. Увел. 15, без анализатора.



Пироксениты, сложенные бронзитом, называются бронзититами; известны авгититы, гиперстениты, энстатитовые пироксениты и др. Для разновидностей ультраосновных пород и нередко ассоциирующихся с ними габброидов обобщающим термином являются гипербазиты или ультрабазиты.

Несущественными минералами пород семейства перидотитов являются следующие: 1) первичные — основной плагиоклаз, амфибол, флогопит, апатит, мелилит, шпинель, перовскит, хромит, титаномагнетит и магнетит, сульфиды железа, никеля, меди, кобальта, еще более редкими примесями являются самородная платина и группа металлов, связанных с нею, алмаз; 2) вторичные (частью постериорные) — серпентин, тальк, брусит, хлориты, амфиболы, магнезит, лейкоксен, гидроокислы железа и др.

Гипербазиты представляют собой темные породы, имеющие чаще всего зеленую или зеленовато-серую окраску. Некоторые мономинеральные разновидности — пироксениты, горнблендиты, гортонолитовые оливиниты — окрашены в черный цвет. С серпен-

тинизацией, характерной для гипербазитов, связано некоторое осветление пород и появление зеленоватых оттенков.

Структуры не отличаются большим разнообразием, в мономинеральных породах наблюдаются панидиоморфнозернистые структуры, паналлотриоморфнозернистые, петельчатые в серпентинизированных оливинитах, сидеронитовые (в рудных пироксенитах и рудных перидотитах), гиацидоморфнозернистые и пойкилитовые в перидотитах (см. рис. 33, 41, 62), отмечены порфировидные структуры. Многие разновидности ультраосновных пород имеют протокластическую, катакластическую и даже милонитовую структуры.

Текстуры однородные и директивные, среди последних встречаются линейные и директивно-полосатые. Линейные текстуры обусловлены линейным расположением призматических кристаллов пироксена; директивно-полосатые обусловлены чередованием полос, обогащенных оливином или рудным минералом, с полосами, обедненными этими минералами. Обычны также брекчиевидные текстуры.

§ 25. Гипабиссальные, дайковые и экструзивные разновидности

Главнейшими представителями этих фациальных разновидностей перидотитов являются пикриты, пикритовые порфириты, меймечиты, а также вулканокласты, известные под названием кимбер-

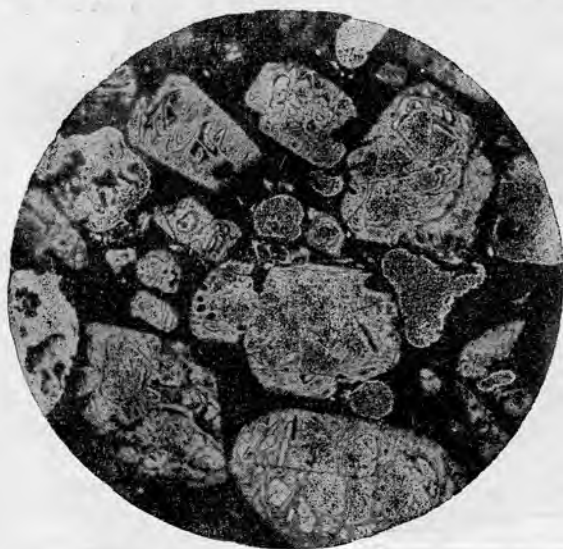


Рис. 63. Меймечит. Виден оливин, заключенный в измененном стекле. Увел. 15, без анализатора. Меймечит Котуйский район. Колл. Л. С. Егорова.

литов. Названные породы распространены незначительно; однако некоторые из них имеют первостепенную геологическую значимость, являясь характерными образованиями стабильных областей земной коры (кратогенов). К ним относятся кимберлиты, слагающие многочисленные трубки взрыва, известные на северо-востоке Сибири,

в Африке, в Северной Карелии, судя по данным буровых работ, они имеются в пределах Русской платформы и в других областях.

Пикриты и пикритовые порфиры пространственно чаще ассоциируют с жильными и эффузивными породами семейства габбро,

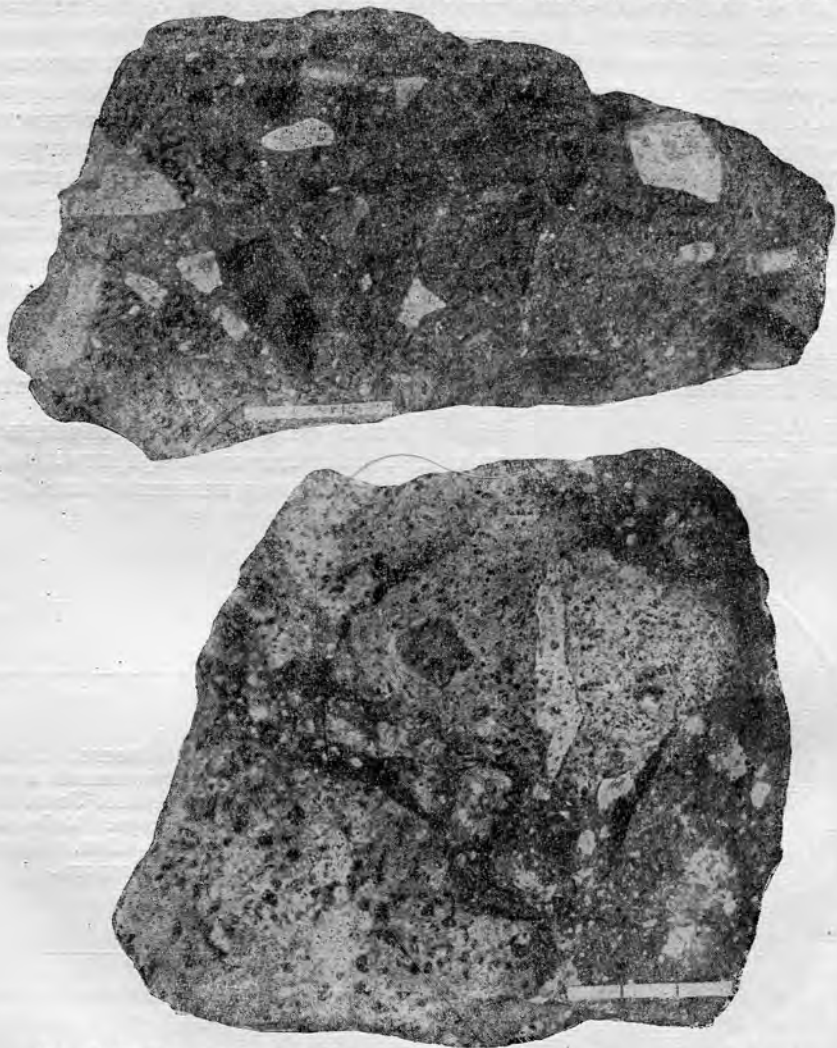


Рис. 64. Внешний вид некоторых кимберлитов Якутской АССР.

чем с перидотитами. Пикриты состоят из оливина или псевдоморфоз серпентина по этому минералу, авгита и титанистого авгита, а также вулканического стекла, в различной степени измененного. Эти минералы нередко образуют порфировые выделения. Встречаются роговая обманка, биотит и основной плагиоклаз. Весьма обычными

сохраняется вулканическое стекло. Текстура пород миндалекаменная и флюидальная. Установлены лавобрекчии и туфы меймечитов (предположительно).

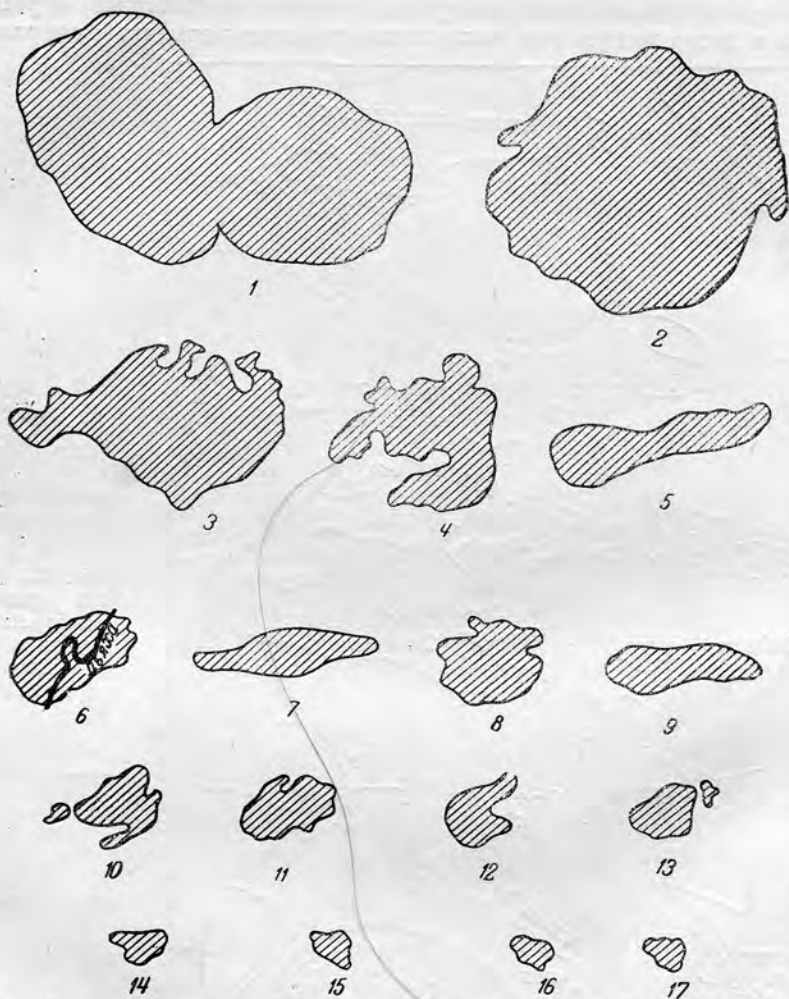


Рис. 66. Форма некоторых кимберлитовых трубок Якутской АССР [Бобревич и др., 1959].

1 — Удачная; 2 — Зарница; 3 — Ленинградская; 4 — Дальняя; 5 — Якутская; 6 — Невидимка; 7 — НИИГА-Г; 8 — Долгожданная; 9 — Академическая; 10 — Осенняя; 11 — Молодежная; 12 — Геофизическая; 13 — Полярная; 14 — Маршрутная; 15 — Аэрофото-сыемочная; 16 — Соседняя; 17 — Малютка

Г. Л. Бугакова и А. С. Егоров [1962] описали эффузивные аналоги пироксенитов, ассоциирующих с пикритовыми порфиритами и щелочными базальтоидами. Эти породы обладают порфировой структурой; и во вкрапленниках, и в основной массе преобладает

авгит. Продукты разложения стекла представлены хлоритом, серпентитом и гидроокислами железа.

Кимберлиты являются характерными туфами пикритовых порфиритов. По внешнему виду они представляют собой сравнительно темные породы серых или зеленоватых оттенков, характеризующиеся пирокластической брекчиевидной текстурой. Среди них преобладают чаще всего кристалло-литокластические структурные разновидности, обусловленные наличием обломков пород и минералов (рис. 64). Главными минералами кимберлитов являются магнезиальный оливин, флогопит, бронзит, перовскит, пикотит, пироп, апатит, ильменит и др. В кимберлитах присутствуют обломки гипербазитов (перидотитов, оливинитов) и эклогитов, а также ксенолиты пород, не имеющих с ними генетической связи — обломки песчаников, известняков, гранитов, глинистых сланцев и др. Связующая пещловая масса кимберлитов сильно изменена во вторичные минералы. Главную роль играют процессы серпентинизации, карбонатизации, развитие хлорита, цеолита, пренита. Интенсивно измененные кимберлиты приобретают синеватую или желтую окраску, такие разновидности известны под названием «синяя» и «желтая земля». К кимберлитам приурочены коренные месторождения алмазов. Кимберлиты чаще всего слагают трубки взрыва, но встречаются и в виде даек.

Пикриты, меймечиты и кимберлиты являются близкими по составу и часто связаны пространственно; например, на территории Советского Союза они приурочены к северо-восточной окраине Сибирской платформы (рис. 65). Рис. 66 дает возможность судить о форме сечений кимберлитовых трубок в Далдыно-Алакитском районе Якутской АССР.

§ 26. Химизм

Наряду с низким содержанием SiO_2 в перидотитах (40—43%) их характерной особенностью является резко щелочноземельный состав. Особенно высокое значение имеет MgO (34—46%), содержание $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ доходит до 11—12%. Для интрузивных разновидностей типично низкое (часто $<1\%$) содержание щелочей и CaO . В ряде областей устанавливаются определенные петрохимические отличия для пород семейства перидотитов, слагающих самостоятельные интрузивные тела, от гипербазитов, ассоциирующихся с породами группы габбро. Гипербазиты первого типа имеют молекулярное отношение магния к железу более шести, малое количество, а иногда и отсутствие калия и титана, а также низкое содержание глинозема. Анализы 1, 2, 6 (табл. 16) близки к типичным представителям этих пород; анализы 4, 5 отражают особенности химического состава гипербазитов второго типа.

Кимберлиты (анализы 8 и 9) характеризуются наиболее низким содержанием SiO_2 и несколько повышенной по сравнению с гипербазитами первого типа щелочностью ($\approx 1,5\%$). Высокое значение

Химический состав пород семейства перидотитов, %

Оксиды	Перидотит	Перпидотит	Пироксен, оливинит	Перидотит	Пикрит	Меймечит	Кимберлит	Кимберлит
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	40,49	39,74	35,92	43,54	41,30	38,91	34,73	35,02
TiO ₂	0,02	Не обн.	2,79	0,81	0,81	1,05	1,62	1,22
Al ₂ O ₃	0,86	1,16	1,62	3,99	9,43	0,53	2,88	3,90
Fe ₂ O ₃	2,84	4,71	4,86	2,51	5,30	7,75	6,10	5,15
FeO	5,54	3,59	12,16	9,84	8,86	4,78	3,13	4,14
MnO	0,16	0,15	0,16	0,21	0,29	0,05	—	0,06
MgO	46,32	40,13	34,10	34,02	19,94	35,30	31,41	31,29
CaO	0,70	Следы	0,12	3,46	8,01	2,99	5,79	6,80
Na ₂ O	0,10	»	0,10	0,56	1,20	Следы	0,33	0,34
K ₂ O	0,04	Не обн.	0,48	0,25	0,39	»	1,17	1,05
H ₂ O	2,88	0,70	—	0,76	4,27	»	9,20	7,43
P ₂ O ₅				0,05				0,87
								+2,73CO ₂
Сумма	99,95	90,18	92,31	100,00	99,80	91,36	96,36	100,00

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	34,5	36,8	36,3	40,0	44,2	40,0	36,4	36,2
<i>a</i>	0,2	—	0,8	1,3	2,9	—	2,2	2,2
<i>b</i>	65,1	63,2	62,8	57,2	48,5	59,7	60,8	60,4
<i>c</i>	0,2	—	0,1	1,5	4,4	0,3	0,6	1,2
<i>m'</i>	90,4	87,0	77,1	80,7	65,1	88,7	78,7	77,6
<i>f'</i>	9,0	10,0	21,2	15,9	25,2	16,6	11,9	12,4
<i>c'</i>	0,6	—	—	3,4	9,7	4,9	9,4	10,0
<i>a'</i>	—	3,0	1,7	—	—	—	—	—
<i>t</i>	—	—	0,6	1,3	1,2	2,0	2,8	2,5

Примечание. 1 — перидотит, среднее из 10 анализов, по Дэли, 1933; 2 — перидотит, Алтай [Пинус и др., 1958]; 3 — пироксеновый оливинит, Печенга [Елисеев и др., 1961]; 4 — перидотит [Nockolds, 1954]; 5 — пикрит, по Дэли, 1933; 6 — меймечит, р. Гули [Бутова, Егоров, 1962]; 7 — кимберлит, по Дэли, 1933; 8 — кимберлит [Nockolds, 1954].

CaO связано, по-видимому, с интенсивной карбонизацией пород.

Числовые коэффициенты Заварицкого, приведенные в табл. 16, подчеркивают петрохимические особенности гипербазитов. Наиболее характерной их чертой являются высокое значение *b* (обычно больше 60) и низкое — *s* (35—40), а также минимальная величина параметров *a* и *c*; в гипербазитах первого типа они могут приобретать нулевое значение и подчеркивать специфику минерального состава (отсутствие в породах полевых шпатов).

Сопоставление дополнительных параметров *m'*, *f'*, *c'* (*a'*) указывает на резко магниальный состав темноцветных минералов.

§ 27. Распространение и полезные ископаемые

Геологическое распространение ультраосновных пород неодинаково для трех четко различающихся групп интрузивных тел.

1. Гипербазиты, образующие близкие к согласным интрузивные тела, которые формируют пояса и зоны цепочечного строения огромной протяженности, — альпийские гипербазиты. В качестве

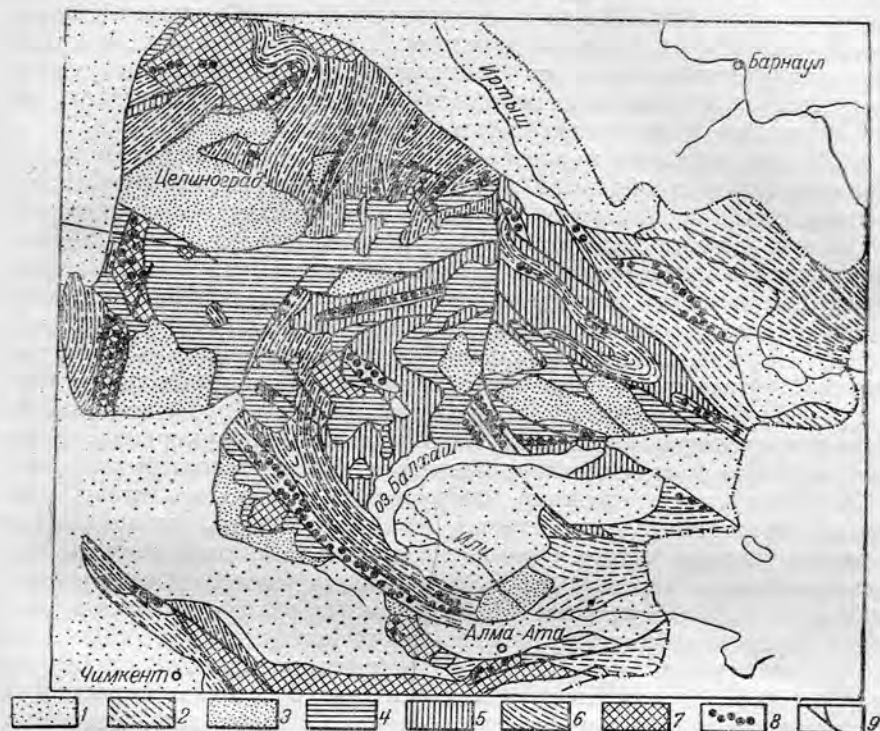


Рис. 67. Обзорная карта распространения магматических комплексов ультраосновных и основных пород в Восточном Казахстане (по Н. П. Михайлову, Ю. Л. Семенову и Б. И. Борсуку).

1 — кайнозойские депрессии; 2 — варийские складчатые зоны геосинклинального типа (D — P); 3 — области развития поздневарийских складок платформенного и промежуточного типов (C — P); 4 — область развития ранневарийских складок платформенного и промежуточного типов (D — C); 5 — область развития позднекаледонских складок (S — O); 6 — каледонские складчатые зоны (St — O); 7 — выступы допалеозойского фундамента (A — Pt); 8 — ультрабазитовые пояса; 9 — главнейшие глубинные разломы.

примера на рис. 67 приведена карта распространения комплексов ультраосновных и основных интрузий в Восточном Казахстане. Они проявляются на ранней стадии геосинклинального развития складчатого пояса и ассоциируют со сланцами, кремнистыми породами и эффузивами спилит-кератофировой формации. Перидотиты этих тел относятся к гарцбургитам и почти всегда интенсивно серпентинизированы; в подчиненном количестве в интрузивных телах

встречаются габбро, диориты и даже альбититы. Контактное воздействие интрузий на вмещающие породы незначительно; нередко устанавливаются тектонические контакты.

Главное значение среди полезных ископаемых, связанных с породами этого формационного типа, имеют месторождения хромита, хризотил-асбеста и талька. Строение хромитовых рудных тел, морфология и химизм хромита в них имеют диагностическое значение. Рудные тела обычно неправильной формы (шлиры и линзы) перемежаются с безрудными дунитами. Хромит имеет линейновытянутые очертания и обтекается силикатной массой. Встречены рудные тела, несогласные по отношению к полосчатости перидотитов, но линейность в обоих типах пород согласная.

2. Ультраосновные породы второго типа встречаются в составе сложных лополитообразных интрузий, приуроченных к областям платформ. Эти «псевдостратифицированные» массивы имеют сложный состав пород с закономерным расположением от перидотитов в основании интрузивного тела до габбро и гранофиров в апикальной части. Полосчатость и трахитоидность являются главными чертами текстур; отдельные разновидности пород располагаются часто в различных полосах-слоях. Скопления рудных минералов — платины, хромита, сульфидов — также локализуются в пределах полос значительной протяженности. Силикатные породы и руды часто обладают панидиоморфнозернистой и пойкилитовой структурами. Зоны закалки в «псевдостратифицированных» интрузиях сложены норитом.

3. Многофазные сложные интрузии центрального типа установлены также в пределах платформ; в них ультраосновные породы образуют первые фазы внедрения и нередко занимают центральную часть массива, а в последующих фазах образуются щелочные разновидности. А. А. Кухаренко [1965] указывает, что относительная распространенность ультраосновных и щелочных пород находится в зависимости от глубины формирования массивов. Гипербазиты преобладают в массивах глубоких сечений; в более высоких горизонтах в составе массивов устанавливается большая роль щелочных разновидностей.

К ультраосновным породам этого формационного типа приурочены месторождения титаномагнетита, а также флогопита.

§ 28. Генезис

Геологический и петрографический материал свидетельствуют о гетерогенном происхождении пород семейства перидотитов. Несомненно, первично-магматическими являются ультрабазиты в составе «псевдостратифицированных» интрузий. Структура этих пород и хорошо выраженная полосчатость указывают на аккумулятивный процесс образования перидотитов из основной магмы. Средний ее состав соответствует нориту зоны закалки интрузивных тел.

Большую полемику до настоящего времени вызывает генезис альпийских гипербазитовых интрузий. Геологическая самостоя-

тельность интрузий гипербазитовой формации, по-видимому, свидетельствует о возможности существования подкорковых магматических очагов ультраосновного состава. Эти очаги возникают при дифференциации мантийных слоев Земли в результате локального разогрева, который может быть обусловлен различными причинами — снятием давления, повышенной концентрацией радиоактивных элементов.

Глубинные разломы служат путями проникновения ультраосновного расплава в земную кору. Однако ряд геологических, петрографических и экспериментальных данных указывает на сложный путь становления многих ультраосновных интрузий.

Отсутствие высокотемпературных изменений вмещающих пород в контакте с гипербазитами отражает низкие температуры становления последних. Ссылки на высоководный характер ультраосновных магм [Лодочников, 1935], приводящий якобы к понижению температур кристаллизации, являются малоубедительными и опровергаются геологическими данными. Так, например, встречающиеся ксенолиты неизмененных известняков должны были бы испытывать сильное химическое изменение в высоководном окружении. Экспериментальные данные по изучению системы $MgO-SiO_2-H_2O$ [Боуэн, Таттл, 1950] показали, что жидкая фаза в присутствии паров воды не появляется даже при температуре $1000^\circ C$. Это указывает на то, что кристаллизация пород, содержащих в качестве главных фаз оливин и пироксен, происходит при более высоких температурах.

Указанные данные, а также тот факт, что почти полностью отсутствуют эффузивные разновидности пород ультраосновного состава, а контакты многих тел гипербазитов тектонические, позволили Боуэну и Таттлу поддержать ранее выдвинутый Боуэном тезис о внедрении гипербазитовых тел в «кашеобразном» состоянии.

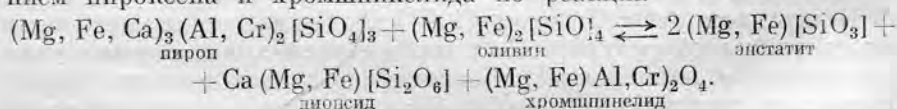
В недавнее время Тейером [1963] приведены новые аргументы в поддержку этой гипотезы. К их числу относится поперечносекущее расположение линейности по отношению к полосчатости пород. Такое расположение указывает на формирование полосчатости ранее линейности; возможно полосчатость образуется в магматических камерах на промежуточных уровнях и лишь после этого кристаллический агрегат с остаточной жидкостью приобретает способность к дальнейшему движению. Морфология рудных тел и гранулированный облик нодулей хромита указывают также, что эти особенности могут возникнуть в процессе движения почти твердых тел. Сам по себе подъем огромных рудных масс, имеющих чрезвычайно высокую температуру кристаллизации, можно допустить, принимая почти твердым характер окружающих силикатных пород. С этой точки зрения, низкотемпературный контактовый метаморфизм гипербазитов объясняется незначительным запасом тепла, поскольку эта величина пропорциональна количеству жидкой фазы.

Наконец, экспериментальные данные свидетельствуют, что при уменьшении температуры в системе, состоящей из оливина и пироксена,

в равновесии с водяным паром, первым водосодержащим минералом будет образовываться тальк. Следовательно, при метаморфическом характере процессов вторичного изменения гипербазитов можно было бы ожидать более широкого и раннего проявления оталькования. В действительности в этих породах преобладает серпентин.

Вопрос о происхождении ультраосновных пород в составе щелочно-ультраосновных формаций в настоящее время имеет большую определенность. А. А. Кухаренко [1965] подчеркивает близость структурно-геологического положения этих пород и кимберлитов, общность их петрохимических особенностей, одинаковый «набор» акцессорных минералов и рассеянных элементов. Кимберлиты содержат в своем составе «родственные включения» гранатовых перидотитов и эклогитов, несущих пироповый гранат. Эти включения рассматриваются многими исследователями как реликты вещества, подвергнувшегося плавлению. Различия между кимберлитами и породами щелочно-ультраосновных комплексов заключаются в меньшей степени дифференциации в расплавах кимберлитов. Расплавы, способные к дифференциации на промежуточных уровнях, испытывают значительные изменения в составе и при многократном внедрении образуют сложные серии ультраосновных — щелочных пород.

В заключение можно отметить, что и нормальные гипербазиты имеют родственное отношение к кимберлитам. Н. П. Михайлов и В. С. Ровша [1965] отмечают, что давление может сильно влиять на парагенезис ультрабазитов. По их мнению, пироповые перидотиты как в виде включений в кимберлитах, так и образующие интрузивные массивы (Чешское нагорье), формируются в условиях давления свыше 20 000 ат. С понижением давления до 10 000 ат парагенезис пироп — оливин неустойчив и разлагается с образованием пироксена и хромшпинелида по реакции



При неполном ходе реакции могут возникнуть сложные парагенезисы. Подтверждением реальности такого процесса являются келифитовые каймы на гранатах в гипербазитах Чехословакии и Швейцарии, округлая форма последних и значительный размер зерен.

Н. П. Михайлов считает, что гранатовые перидотиты являются породами верхней мантии. Одним из способов мобилизации вещества в этих условиях может быть расплавление при понижении давления, так как ассоциация пироп — оливин является неустойчивой. Длительность этого процесса и дальнейшее остывание в верхних горизонтах приведут к появлению обычных гипербазитов, содержащих хромшпинелид, но не пироп. В случае неполного разложения пирона и быстрого подъема магматических масс эти включения пирона могут реагировать с расплавом и образовывать келифитовые каймы.

§ 29. Петрографическая характеристика габбро

Минеральный состав габброидных пород характеризуется наличием основного плагиоклаза ряда лабрадора, лабрадор-битовнита; в эвкритях встречается анортит. Цветные минералы представлены моноклинным или ромбическим пироксеном, реже оливином, амфиболом (вместе или порознь). Оливин и пироксены обычно беднее магнием, чем в перидотитах. Несмотря на существенное значение плагиоклаза в составе габбро, эти породы могут иметь темную окраску вследствие темно-серого и темно-зеленоватого цвета лабрадора.

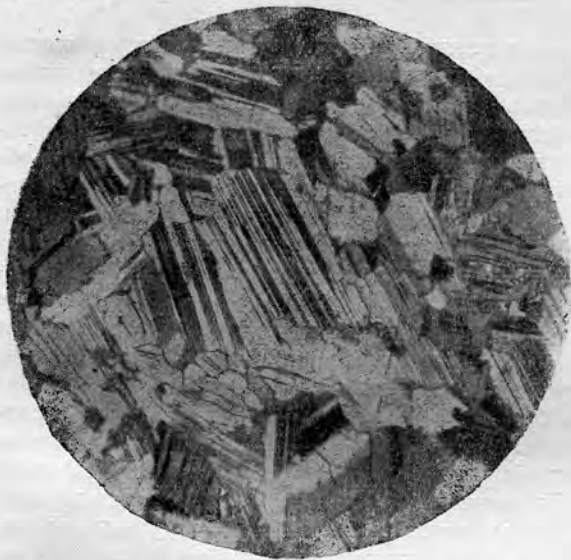


Рис. 68. Микроструктура лабрадорита. Увел. 27, николи +.

По количественным отношениям между основным плагиоклазом и цветными минералами выделяют следующие породы: 1) анортозиты, состоящие на 100—85% из основного плагиоклаза, который имеет здесь обычно идиоморфный призматический облик (рис. 68); 2) лейкократовое габбро, содержащее 85—70% плагиоклаза; 3) нормальное габбро с 70—30% плагиоклаза; пироксен в них представлен диаллагом или авгитом; 4) меланократовое габбро, содержащее от 30 до 15% плагиоклаза и являющееся переходной породой к плагиоклазовым перидотитам или пироксенитам.

По типу цветного компонента в группе габбро выделяют отдельные разновидности.

Собственно габбро содержит в качестве цветного минерала моноклинный пироксен (авгит, титан-авгит, диаллаг и др.); норит характеризуется наличием ромбического пироксена — обычно бронзита, реже энстатита и гиперстена; в том случае, когда присутствуют

оба пироксена, породу называют габбро-норитом; форелленштейны состоят из основного плагиоклаза и оливина; названия оливиновые габбро и оливиновые нориты употребляются в случае присутствия в габбро или норите в качестве существенного минерала оливина. Роговообманковое габбро состоит из основного плагиоклаза и амфибола.

Второстепенными минералами пород этого семейства, определяющими их особые названия, являются кварц, ортоклаз, биотит, фельдшпатоиды, корунд, рудные минералы.

Кварцевое габбро содержит несколько более 5% кварца, слагающего мелкие плохо ограненные зерна. Этот минерал может указывать или на некоторую пересыщенность пород кремнеземом, или на отклонение условий кристаллизации минералов от равновесного хода процесса (см. § 12).

Габбро-сиениты, или *монцититы*, характеризуются равными количествами основного плагиоклаза, ряда лабрадора и ортоклаза (иногда аноклаза). Первый образует идиоморфные кристаллы, заключенные в крупные ксеноморфные зерна ортоклаза или аноклаза; эти взаимоотношения и обуславливают образование своеобразной пойкилитовой структуры, получившей название монцититовой. Цветные минералы могут быть представлены гиперстеном, авгитом, оливином и др. Присутствие в монцититах ортоклаза и аноклаза, развитых мезостатически, указывает на высокотемпературные условия кристаллизации даже на позднейшем ее этапе. Появление в габброидных породах нефелина обуславливает их переход к тералитам и нефелиновым монцититам. Эти породы рассмотрены ниже в группе щелочных габброидов.

Биотитовые габбро и *биотитовые лабрадориты* являются сравнительно редкими породами. Биотит образует в них крупные плохо ограненные кристаллы, пойкилитически включающие лабрадор и темноцветные минералы. Экспериментальные и геологические данные указывают, что биотит должен образоваться вместо других железосодержащих фаз и ортоклаза или при снижении температур расплава, или при уменьшении парциального давления кислорода.

Среди *анортозитов* (в зависимости от состава плагиоклаза) выделяют лабрадориты, битовцититы, аортитовые анортозиты. Анортозиты, содержащие корунд, получили название кыштымитов (окрестности г. Кыштыма на Урале) и плюмазитов (Калифорния). Рудное габбро в существенных количествах может содержать магнетит, ильменит, сульфиды.

Вторичные минералы, широко представленные в интрузивных породах, — амфибол, нередко образующий полные псевдоморфозы по пироксену (уралит), эпидот-цоизит, скаполит, пренит. Серпентин, тальк и гидроокислы железа также образуются при замещении первичного оливина.

Структуры габброидных пород обычно среднезернистые и лишь в пегматоидных разностях и некоторых лабрадоритах являются крупнозернистыми. Наиболее распространены габбровые структуры

(см. рис. 30) с призматическими, короткостолбчатыми кристаллами пироксена и плагиоклаза. Одинаковая степень идиоморфизма этих

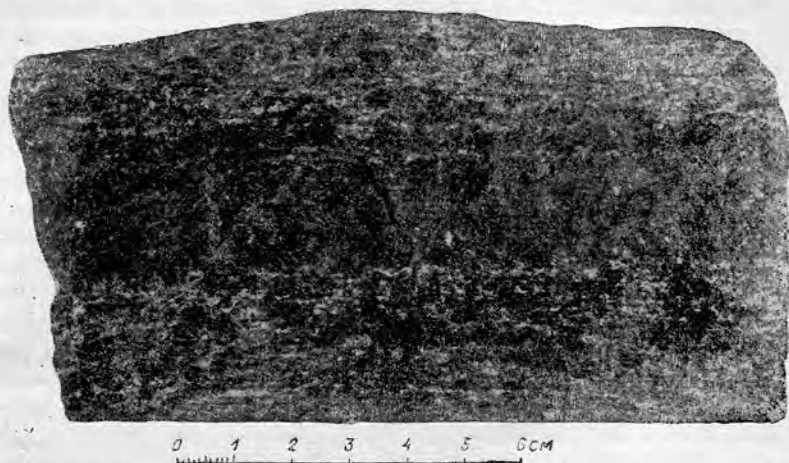


Рис. 69. Полосатая текстура титаномagnetитового габбро. Урал, Денежкин Камень. Колл. Ф. Ю. Левинсона-Лессинга.

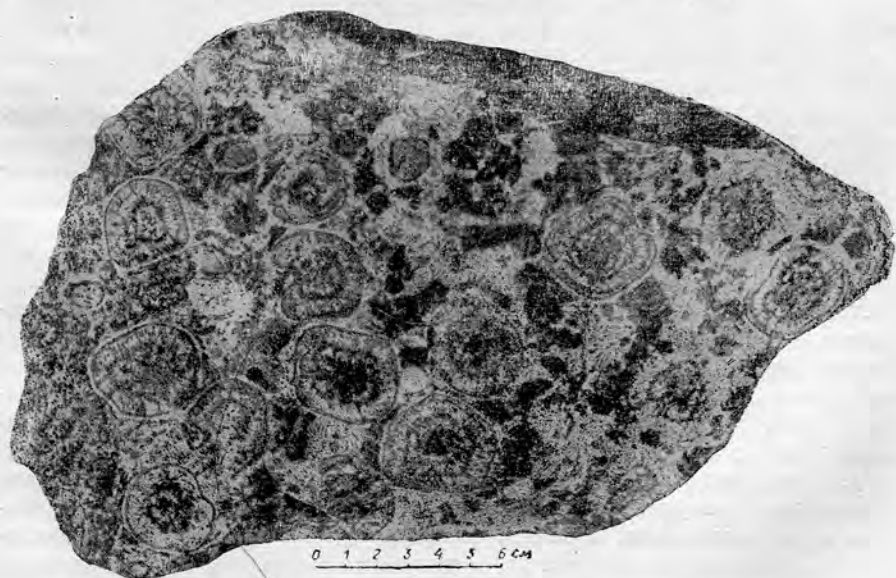


Рис. 70. Шаровая текстура габбро (корсита). О. Корсика.

минералов не означает их совершенной огранки, часто они обладают неправильными контурами. Кроме того, встречаются панидиоморфнозернистая, пойкилитовая, сидеронитовая и порфириовидная структуры.

В гипабиссальных интрузиях основных пород большим распространением пользуются габбро-офитовая и офитовая структуры (см. рис. 31, 32 и др.). Сложение габбро отличается разнообразием, и наряду с однородной текстурой характерными являются полосатые (рис. 69), линейные, трахитоидные и шаровые (рис. 70). Многообразие этих типов текстур, наряду с другими особенностями, подчеркивает способность габброидной магмы к дифференциации.

§ 30. Гипабиссальные и дайковые разновидности

Эти фациальные разновидности имеют широкое распространение; устанавливается генетическая связь их с глубинными габброидными массивами. Дайки, ассоциирующие с интрузиями основных пород, представлены габбро-пегматитами, которые характеризуются крупнозернистой структурой, интенсивной амфиболизацией пироксена и сосюритизацией плагиоклаза. Мелкозернистые породы габбрового состава называют микрогаббро, или беербахитами. При наличии вкрапленников выделяют габбро-порфиры.

Более обширной группой гипабиссальных пород являются *диабазы*, которые имеют средне-, мелко- и даже крупнозернистое сложение с офитовой, пойкилоофитовой, долеритовой и иногда интерсертальной структурами. Среди них выделяют обычные *диабазы* и *оливиновые диабазы*.

Первые из них в иностранной литературе известны под названием толеитовых диабазов, или конгадибазов. Отличительной особенностью этих пород является наличие в них незначительного количества кварца или кварц-ортоклазового гранофира, выделяющихся в интерстициях между ранее выкристаллизовавшимися минералами (рис. 71). Существенными минералами породы являются основной плагиоклаз, обычно сильно измененный, и пироксен. Пироксен расположен либо в интерстициях между лейстами плагиоклаза (в разновидностях с собственно офитовой структурой), либо пойкилитически включает более мелкие вытянутые кристаллы плагиоклаза — в пойкилоофитовых разновидностях (см. рис. 32). Иногда между этими минералами располагается разложенный стекловатый базис, количество которого непостоянно и увеличивается в разновидностях с интерсертальной структурой. Плагиоклаз серицитизирован или сосюритизирован, реже замещается хлоритом и уралитом. Пироксен представлен авгитом, гиперстеном, бронзитом, часто измененными в уралит и хлорит. Характерны и взаимные прорастания этих минералов. Уралит, хлорит, лучистый амфибол, хлопьевидные скопления лейкоксена, рудные минералы и карбонат развиты по первичному стеклу.

Оливиновые диабазы отличаются от вышеописанных присутствием значительного количества оливина и большей меланократовостью. Кварц — не типичен. В качестве вторичных минералов, наряду с отмеченными выше, существенное значение приобретают цеолиты.

Диабазы обоих типов отличаются от базальтов зеленым или серо-зеленым цветом, обусловленным наличием в породе значительного количества вторичных минералов: хлорита, актинолита, серпентина, развивающегося по оливину и магнезиальным пироксенам. В отличие от базальтов афанитового сложения, они характеризуются мелкозернистой структурой. Тела диабазов имеют секущее и согласное расположение среди вмещающих пород. В некоторых из них можно наблюдать зону закалки, представленную более мелкозернистой породой. Встречаются многофазные интрузии диабазов и нередко



Рис. 71. Микроструктура кварцевого диабаза. Увел. 27, николи +.

псевдостратифицированного строения от пикритовых диабазов (в лежащем боку тел) до лейкократовых диабазов, с кварцем в мезостазисе (в висячем боку).

§ 31. Экструзивные разновидности

Названные породы не только преобладают над интрузивными, но вообще являются наиболее распространенным типом магматических пород. Кайнотипными аналогами являются базальты, палеотипными — базальтовые порфириды, диабазы и условно спилиты.

Базальты по внешнему виду представляют афанитовые породы черного или темно-серого цвета. Структура базальтов может относиться к порфировой или афировой. Среди порфировых разновидностей встречаются базальты с гломеровидными скоплениями породообразующих минералов — пироксена, оливина или плагиоклаза. По характеру основной массы выделяют базальты с пойкилоофитовой, офитовой, долеритовой, интерсертальной структурами. Полнокристаллические разновидности называют долеритами. Редко

встречаются базальты со стекловатой структурой — гиалобазальты и тахилиты. Последние содержат до 7% кристаллического материала в стекле.

В минеральном составе базальтов определяющим является присутствие в основной массе породы плагиоклаза типа лабрадора. Во вкрапленниках плагиоклаз может быть более основным и зональным по строению.

Наиболее существенными фемическими минералами базальтов являются пироксены, которые могут служить индикатором их генетического типа. Для некоторых из них характерны кальциевый авгит, гиперстен или пизонит; иногда базальты содержат титанистый авгит и имеют слегка повышенную щелочность. Из других фемических минералов базальтов наиболее часты оливин и амфибол, встречающиеся как в основной массе, так и во вкрапленниках. Амфибол представлен базальтической роговой обманкой, часто окруженной магнетитовой каймой.

Среди базальтов выделяют несколько типов, отличающихся друг от друга вещественным составом и геологическими особенностями. Наиболее распространенными из них являются платобазальты, или толеиты, покрывающие обширные площади континентов. По химическому составу они представляют собой насыщенные, или даже слегка пересыщенные SiO_2 породы, что обуславливает и специфику их минерального состава. Главными минералами в них являются основной плагиоклаз (лабрадор) и пироксен ряда пизонита; реже присутствуют авгит, гиперстен, базальтическая роговая обманка. Характерной чертой базальтов этого типа является наличие интерстиционного остатка, потенциально содержащего кварц и калиевый полевошпат. При его девитрофикации образуется кварц-ортоклазовый гранофир, являющийся типичным, например, для траппов Сибири. Наличие оливина в некоторых базальтах толеитового типа связано лишь с неравновесностью кристаллизации, и он не входит в нормативный состав породы.

Среди толеитов, содержащих оливин и в реальном, и в нормативном составе, выделяют оливиновые толеиты.

Вторым, менее распространенным, типом являются щелочные базальты, развитые в пределах континентов и океанических областей. Щелочные базальты являются начальными членами сложной серии пород, включающей и фельдшпатоидные разновидности (см. § 58). В типичных щелочных базальтах содержится повышенное количество щелочей — Na_2O или K_2O ; в некоторых случаях это приводит к появлению в них нормативного фельдшпатоида. Определить субщелочной характер базальтов можно еще по ряду признаков; решающими среди них является богатство кальцием или титаном авгита, отсутствие гиперстена, появление кальциевого аортоклаза в виде оболочки на плагиоклазе; наконец, щелочные базальты являются часто полнокристаллическими породами.

Можно выделить третий тип базальтов — *океаниты*, являющиеся наиболее мафическим типом базальтов, близким к пикрито-

базальтам. Эти базальты характеризуются недосыщенностью SiO_2 и богатством магниезией (см. табл. 20), вследствие чего содержание оливина доходит до 35—40%. Плагноклаз в них обычно более основной, чем в толеитах; оливин богат магниезией, а пироксен представлен кальциевым авгитом.

Спилиты представляют собой породы афанитового сложения, нередко образующие типичные шаровые лавы. Своеобразна структура спилитов, которая характеризуется беспорядочным или ра-



Рис. 72. Микроструктура спилитов Урала. Увел. 27, без анализатора. Колл. Н. А. Румянцевой.

диально-лучистым расположением длинных, тонких, несовершенных по форме микролитов плагноклаза (рис. 72). Иногда встречаются микролиты нескольких генераций. Плагноклаз микролитов отвечает альбиту № 5—10 и часто изменен в хлорит и сосюрит. Два последних минерала и агрегаты лейкоксена часто замещают пироксен, сохраняющийся в некоторых базальтах лишь в виде реликтов. Встречаются порфиоровые разновидности спилитов; в них вкрапленники плагноклаза и пироксена обнаруживают по размерам постепенные переходы к зернам основной массы.

Для химического состава спилитов, по сравнению с другими типами эффузивных основных пород, характерно повышение содержания окиси натрия, титана и железа.

По-видимому, можно считать достоверным некоторую самостоятельность спилитовой формации, которая имеет преимущественное развитие в геосинклинальных областях на начальных стадиях их формирования. Характерна связь спилитов с зонами глубинных разломов.

Проблема образования альбита в спилитах обсуждалась неоднократно. В настоящее время имеются геологические и экспериментальные доказательства возникновения альбита в позднемагматическую стадию. На это указывает существование туфов спилитового

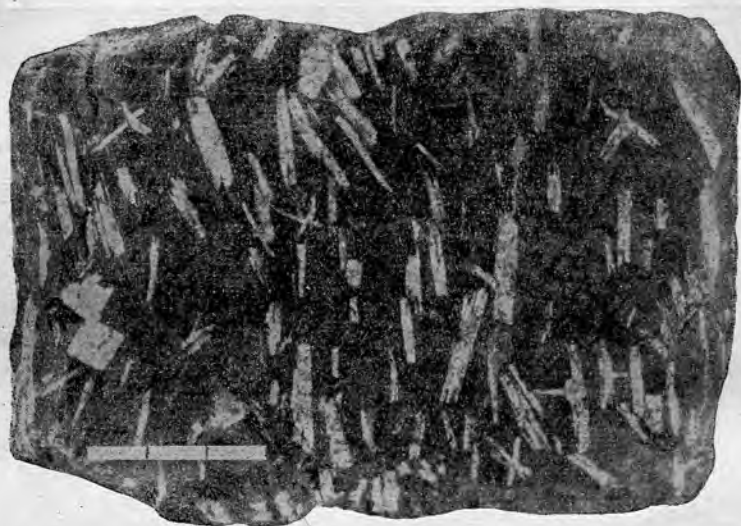


Рис. 73. Внешний вид плагиоклазового порфирита Карелии. Вкрапленники представлены интенсивно соссувритизированным плагиоклазом.

состава, высокое содержание окиси натрия в стекловатых породах, родственных спилитам. Экспериментальное исследование системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ (Bailly, Schairer, 1963) показало, что многие щелочные расплавы могут переходить в щелочной раствор, который оказывает большие аутометаморфические преобразования. Необходимо подчеркнуть главную особенность такого понимания генезиса спилитов. Она заключается в том, что нужно признать за магмой спилитов повышенную щелочность. Спилиты рассматриваются некоторыми исследователями в группе щелочных габброидов [Вильямс, Тернер, Гильберт, 1957].

Порфириды и некоторые диабазы являются типичными палеотипными аналогами базальтов, характеризующимися интенсивным вторичным изменением всех составных частей пород. Обычно они обладают порфировой структурой (рис. 73); по составу вкрапленников выделяют авгитовые, плагиоклазовые и оливковые порфириды,

в последних первичный оливин устанавливается лишь по характерным псевдоморфозам. Первичная структура основной массы распознается с трудом вследствие карбонатизации, хлоритизации и пренитизации. Основная масса может иметь одну из разновидностей структур базальтов и диабазов; в случае первичной пойкилоофитовой, долеритовой и офитовой структур порфириды могут быть классифицированы как диабазы.

Нередко порфириды имеют миндалекаменную текстуру, и такие породы называют порфиристыми мандельштейнами.



Рис. 74. Вариолит (Ялгуба, Карелия).

Своеобразной разновидностью авгитовых порфиридов являются *вариолиты*, или «оспелые камни», представляющие собой породу со сферолитовой — вариолитовой структурой; последняя обусловлена присутствием различно окрашенных сферолитов (рис. 74).

Наиболее распространенным является представление об образовании вариолей как продуктов вторичной девитрофикации стекла. Однако многие исследователи, начиная с Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, обнаруживали ряд петрографических особенностей, свидетельствующих о ликвационной природе этих образований. К числу таких особенностей относится различие в минеральном и химическом составе вариолей и вмещающей породы. Вариолы состоят из различно ориентированных микролитов плагиоклаза, не пересекающих границу вариолей. Приуроченность вариолитов к породам, богатым миндалинами, может указывать на повышенное содержание летучих компонентов. Известно, что в некоторых случаях, особенно

в присутствии минерализаторов, несмесимость в жидкости может иметь место в ограниченном интервале температур. Следовательно, иногда этот этап существования эмульсии может быть законсервирован быстрым охлаждением (закалкой) до стадии последующей гомогенизации расплава.

Излияниям основной магмы часто сопутствует взрывчатый тип извержений, характеризующийся формированием пирокластического материала. Вулканические выбросы при дальнейшем уплотнении и цементации образуют туфы. Базальтовые, диабазовые и порфиритовые туфы (рис. 75) характеризуются пирокластической структурой и состоят из обломков пород, соответствующих преимущественно

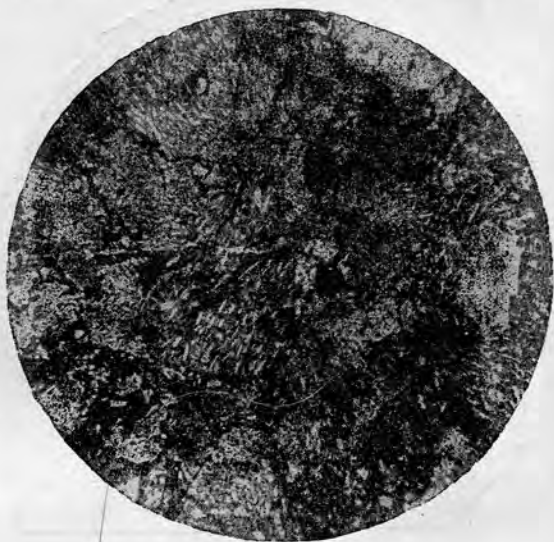


Рис. 75. Лигокластический диабазовый туф. Крым, Бахчисарайский р-н. Колл. Р. Н. Кочуровой.

основным экструзивам, обломков минералов, представленных основным плагиоклазом, пироксеном, оливином и другими; связующая мелкообломочная масса, обычно полупрозрачная в шлифах, часто интенсивно переработана при последующих гидротермальных процессах. В противоположность кислым туфам и туфолавам здесь широко распространены кристаллокластические структуры.

§ 32. Химизм

По химическому составу породы рассматриваемого семейства в целом характеризуются довольно постоянным содержанием SiO_2 , близким к 50%. В средних составах габбро, плато-базальтах, диабазовых (табл. 17) ее количество изменяется очень незначительно, составляя примерно 48—49%; оливиновые разновидности габбро, оливиновые толеиты, а также океаниты несколько беднее SiO_2 (около 46%).

Эта особенность химизма и обусловила выделение рассматриваемых пород под названием основных пород, или базитов.

Второй отличительной чертой габбро-базальтов является высокое содержание в них MgO , CaO и $FeO + Fe_2O_3$, количество которых резко преобладает над щелочами; среди последних Na_2O всегда доминирует над K_2O . Все разновидности габбро-базальтов представляют собой породы нормального ряда (по А. Н. Заварицкому). Высокое содержание щелочных земель обуславливает повышенное по сравнению со всеми породами, кроме ультрабазитов, значение характеристики *b*.

Количество глинозема в габбро, плато-базальтах и других разновидностях варьирует в пределах от 14 до 17%, снижаясь в океанитах до 8,3%. Плато-базальты (толеиты) и траппы отличаются от океанитов более высоким содержанием SiO_2 (на 3,2%), Al_2O_3 (на 6,34%), CaO (на 1,88%) и щелочей (на 1,58%). Океаниты значительно богаче магниезией (на 15%). Отмечается незначительное содержание в них TiO_2 и пониженное значение $Fe_2O_3 : FeO$ по сравнению с другими базальтами. Оливиновые толеиты по химизму являются промежуточными между океанитами и плато-базальтами. Щелочные базальты всегда несколько обогащены калием и натрием, имеют более высокое отношение $Fe_2O_3 : FeO$ и более низкое $Na : K$ по сравнению с другими разновидностями основных эффузивов. Сопоставление характеристик *m'*, *f'* и *c'* показывает на высокое содержание магния в цветных минералах.

При сравнении числовых характеристик по А. Н. Заварицкому для интрузивных и экструзивных (частично гипабиссальных) пород видно, что отношение *a* : *c* в первых ниже. Это указывает на большее содержание щелочей в базальтах, диабазах и особенно в спилитах. Исключение составляют лишь бедные щелочами океаниты (анализ 8).

Петрохимическое изучение основных пород показало, что ряд элементов-примесей содержится в них в повышенных количествах (%) по сравнению с другими магматическими породами, например, $Ni = 0,03$, $V = 0,025$, $Cr = 0,02$, $Sc = 0,002-0,007$, $Co = 0,0048$, Cu , $Zn = 0,03-0,04$ и др. В содержании названных элементов могут наблюдаться значительные колебания, но они являются специфическими для подавляющего большинства основных магматических пород. Так, например, содержание никеля в 20 раз выше, чем в гранитах и гранитоидах; хрома — в десять раз и т. д.

А. Е. Энгель, Энгель и Хавенс [А. Е. Engel, Engel, Havens, 1965] провели изучение содержания редких элементов этих пород. Ими установлено, что оливиновые базальты океанов содержат меньше Ba , Rb , Sr и Zr по отношению ко всем другим породам. Щелочные базальты характеризуются повышенным содержанием Ba , Ti и P , а также Pb , Th и U .

Химический состав пород группы габбро-базальтов, %

Оксиды	Габбро	Габбро	Оливин.	Габ-	Габбро	Плаго-	Трап-	Оливин.	Оксиани-	Щелочн.	Диабаз	Кварц.	Спи-
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	лит
SiO ₂	46,24	49,14	45,43	45,86	47,80	48,80	48,03	47,90	45,6	45,78	49,04	53,21	49,05
TiO ₂	0,97	1,03	1,26	1,13	1,00	2,19	1,67	1,65	1,7	2,63	1,46	1,68	1,11
Al ₂ O ₃	17,88	16,77	17,32	18,78	14,31	13,98	15,47	11,84	8,3	14,64	15,68	14,54	16,93
Fe ₂ O ₃	3,16	3,31	3,27	3,42	4,39	3,59	3,95	2,32	2,3	3,16	4,04	3,78	5,51
FeO	5,95	6,26	7,60	7,22	7,33	9,78	8,64	9,80	10,2	8,73	7,70	8,02	5,85
MnO	0,18	0,24	0,14	0,15	0,19	0,17	0,17	0,15	0,1	0,20	0,26	0,19	0,22
MgO	7,51	6,70	8,37	7,15	6,60	6,70	6,06	14,07	21,7	9,39	5,88	4,30	4,98
CaO	10,99	11,19	11,62	12,83	12,84	9,38	10,19	9,29	7,5	10,74	9,28	6,94	7,06
Na ₂ O	2,55	2,44	1,91	1,93	2,25	2,59	2,36	1,66	1,3	2,63	2,84	3,19	4,33
K ₂ O	0,89	0,85	0,80	0,50	0,81	0,69	0,96	0,54	0,4	0,95	0,92	1,67	0,72
H ₂ O	1,45	1,83	1,83	0,76	2,39	1,80	2,16	0,59	0,6	0,76	2,64	2,07	3,84
P ₂ O ₅	0,28	0,24	0,42	0,24	0,09	0,33	0,21	0,19	0,3	0,39	0,26	0,41	0,40
С у м м а	100,05	100,00	99,97	99,97	100,00	100,00	99,87	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

<i>s</i>	57,2	58,3	55,0	54,6	50,6	56,9	57,4	51,8	46,5	54,2	58,9	63,2	60,0
<i>a</i>	7,1	6,7	6,4	5,7	5,5	6,8	6,9	4,0	3,0	7,0	7,9	9,0	11,10
<i>b</i>	27,0	26,8	29,9	30,5	37,9	30,1	28,9	38,9	47,15	33,3	26,3	22,1	22,5
<i>c</i>	8,7	8,2	9,0	9,2	6,0	6,2	7,1	5,3	3,35	6,1	6,9	5,1	6,5
<i>m'</i>	48,8	43,6	51,4	48,0	27,0	38,7	39,5	59,4	68,4	46,7	38,9	33,7	39,6
<i>f'</i>	32,5	34,6	31,2	34,1	51,2	42,7	41,2	27,2	21,6	33,1	42,9	50,5	48,8
<i>c'</i>	18,7	21,8	17,4	17,9	21,7	18,6	19,3	13,4	10,0	20,5	18,2	15,8	11,6
<i>n</i>	80,4	81,2	79,4	77,5	79,5	85,7	78,0	84,4	84,0	80,8	82,1	75,3	90,8
<i>t</i>	1,5	1,6	2,1	1,8	1,6	3,3	2,6	2,4	2,7	4,1	2,3	2,3	1,7
<i>a : c</i>	0,8	0,8	0,7	0,6	0,9	1,1	1,0	0,8	0,9	1,1	1,1	1,9	1,7

Примечание. 1 — габбро, среднее из 41 анализа [Дэли, 1933]; 2 — габбро, среднее из 146 анализов по СССР [Соловьев, 1965]; 3 — оливиновое габбро, среднее из 21 анализа [Соловьев, 1965]; 4 — габбро, среднее из 54 анализов, Урал [Морковкина, 1964]; 5 — габбро, среднее из 9 анализов, Казахстан [Морковкина, 1964]; 6 — плато-базальты, среднее из 17 анализов [Дэли, 1933]; 7 — траппы, среднее из 120 анализов, Сибирь [Морковкина, 1964]; 8 — оливиновые толеиты, среднее [Noskolds, 1954]; 9 — океаниты [Тиррель, 1926]; 10 — щелочной базальт, среднее [Noskolds, 1954]; 11 — диабаз, среднее из 174 анализов [Соловьев, 1965]; 12 — кварцевый диабаз типа конгарибаза, среднее из 3 анализов [Соловьев, 1965]; 13 — спилит, среднее из 10 анализов [Соловьев, 1965].

§ 33. Распространение и полезные ископаемые

Распространение пород основного состава чрезвычайно велико, и тектонические условия их появления, а также геологические формы магматических тел являются разнообразными. Они развиты в пределах океанов и континентов преимущественно в виде эффузивной фации.

На внутриокеанических островах распространены базальты оливин-толеитового типа, которые ближе к материковым участкам сменяются более щелочными разновидностями. Многие исследователи подчеркивают, что границей между океаническими впадинами и континентами является так называемая «андезитовая линия», проходящая через вулканы Тихоокеанского кольца, и для которой характерен уже средний состав магм.

На континентах основные породы встречаются и в складчатых областях и на платформах. Интенсивные вулканические излияния основных лав характерны для начальных стадий развития геосинклинального пояса. В это время формируются многие формационные типы основных пород — спилитовая, порфирировая, габбро-диабазовая и другие формации.

К собственно орогенической (синкинематической) стадии приурочено образование интрузий габбро, которые формируют факолиты, линзообразные тела и тела неправильной формы. Нередко габбро ассоциируют в них с более основными породами (габбро-перидотитовая формация Урала), при этом встречаются массивы концентрически зонального строения с перидотитами в центральных частях и габбро на периферии.

На платформах породы основного состава участвуют в строении псевдостратифицированных интрузивных тел (лополитов), образуя мощные горизонты в центральных и верхних частях массивов — Норильские интрузии в СССР, Бушвелд в Африке, Дьюлус и Сэдбери в Канаде и др.

Более широко основные породы развиты на платформах в трапповой формации, где они представлены эффузивной и интрузивной фациями. В пределах СССР траппы распространены в Восточной Сибири: по данным глубинного бурения они установлены также и на Русской платформе. Обширные площади траппы занимают на плоскогорье Деккан в Индии и в Гренландии.

С породами основного состава генетически связаны месторождения титаномагнетита, никеля, меди, колчеданные месторождения. Так, с габбро-плагιοгранитной формацией Урала ассоциируют контактово-метаморфические месторождения магнетита (Магнитная, Высокая, Благодать). В некоторых интрузиях встречаются апатитомагнетитовые залежи (Волковское месторождение). Медно-никелевые руды характерны для псевдостратифицированных интрузий платформенного типа (Норильск). Месторождения исландского шпата, агата, халцедона могут быть связаны с диабазовыми мандельштейнами, в которых эти минералы выполняют миндалины. Диабазы

и базальты употребляются в качестве строительного материала, используются в качестве материала для каменного литья*.

§ 34. Генезис

Основные породы широко распространены; при этом наибольшее развитие имеет эффузивная их фация — базальты. Эти особенности, а также родственные отношения, связывающие базальты с другими породами, заставляют рассматривать основную магму как одну из первоначальных, возникающих ниже уровня земной коры.

Геолого-петрографический материал, новейшие экспериментальные исследования, обобщенные в работе Йодера и Тилли [1965], геохимическое изучение базальтов позволяют ответить на ряд вопросов петрологии основных пород. Этими вопросами являются причины и направленность дифференциации базальтовых магм, состав кристаллического вещества, являющегося исходным материалом для базальтов, а также место их генерации.

Уже давно установлены два типа базальтов: 1) оливин-толеитовый, дифференциация в котором приводит к последовательному появлению андезитов, дацитов и липаритов (риолитов); 2) щелочно-базальтовый, в конечных членах дифференциации которого появляются трахиты, фонолиты, а иногда щелочные липариты (пантеллериты).

Существование таких эффузивных серий указывает на процессы дифференциации в глубинном магматическом очаге, а несравненно меньшее развитие глубинных разновидностей — габбро — является доказательством того, что базальтовая магма при дифференциации и ассимиляции на промежуточных уровнях может дать менее основные породы.

Йодер и Тилли полагают, что оливин-толеитовая и щелочно-базальтовая магмы могут образоваться из одного источника, но на различных глубинах. Иллюстрацией этого может служить рис. 76, на котором изображены сплошными линиями парагенезисы при давлении 1 бар и пунктиром при 33 кбар. При низком давлении линия форстерит — альбит является термальным барьером, а при высоком она заменяется линией энстатит — жадеит. Таким образом,

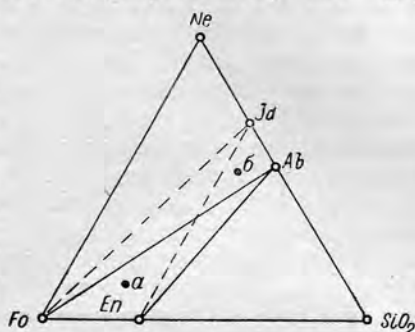


Рис. 76. Схематическая диаграмма Fo (форстерит) — Ne (нефелин) — SiO_2 , иллюстрирующая парагенезисы при низком и высоком давлении. Объяснение в тексте [Йодер, Тилли, 1965].

* Эта отрасль промышленности известна под названием петруггии.

остаточный расплав состава *a* при кристаллизации в условиях низкого давления будет стремиться к SiO_2 , а при высоком давлении — к нефелину.

Базальт как горная порода, согласно экспериментальным данным, может существовать до давлений 1400 *бар*, при превышении этого значения в присутствии воды эквивалентом базальту является амфиболовое габбро. (Недостаточное количество воды или неравновесная кристаллизация расплава могут способствовать образованию оливнинового и пироксенового габбро).

При давлении выше 19 *кбар* становится неустойчивым альбит, который распадается на жадеит и кварц; при более высоком давлении анортит реагирует с оливнином и образуется гранат. Следовательно, при давлении свыше 20—30 *кбар* базальтовые жидкости создают эклогитовую ассоциацию. С точки зрения Йодера и Тилли [1965], а также О'Хара [O'Hara, 1963], эклогиты в свою очередь могут быть производными гранатовых перидотитов. О'Хара подчеркивает, что и гранатовые перидотиты и эклогиты встречаются в виде включений в кимберлитах. Взаимосвязь этих пород и некоторые экспериментальные данные по плавлению гранатовых перидотитов при давлении 30 *кбар* поддерживают гипотезу О'Хара о том, что гранатовые перидотиты, возможно, являются материалом верхней мантии. Эклогиты могут быть кристаллическими аккумулятами при частичном плавлении гранатовых перидотитов, а кимберлиты являются остаточной жидкостью при таком процессе.

Таким образом, источником базальтовых магм может быть вещество амфиболитов, эклогитов (при фракционном и полном плавлении) и гранатовых перидотитов (при частичном плавлении).

Произведенное А. Е. Энгелем, Энгелем и Хавенсом [A. E. Engel, Engel, Havens, 1965] геохимическое изучение океанических базальтов подтвердило их независимое происхождение при полном плавлении верхней мантии, тогда как щелочные базальты эти исследователи считают производными породами. В образовании последних ведущую роль играют процессы магматической дифференциации, а также накопление щелочей благодаря водным щелочным растворам вблизи поверхности.

Плато-базальты (обычные толеиты), широко развитые в пределах континентов, могут образовываться не только путем фракционирования железо-магнезиальных минералов из первично океанического типа базальтов, но и путем ассимиляции сиалического материала земной коры.

Возникновение очагов базальтовых магм предполагает их дальнейшую дифференциацию, ход которой обусловлен следующими процессами:

1. Фракционированием твердых фаз в связи с температурным режимом. Опыты по плавлению природных базальтов показали, что температурный интервал кристаллизации оливина, пироксенов (моноклинного и ромбического) и плагиоклаза составляет 250—

270° С; такой интервал может обусловить аккумуляцию кристаллов из расплава [Tilley, Yoder, Schairer, 1963].

2. Фракционная кристаллизация основной магмы на глубине может осуществляться вследствие ритмичного изменения давления (Йодер, 1956), и при одном и том же составе могут возникать при высоком давлении прослой пироксенитов, а при низком — плагиоклазитов.

3. Различная роль летучих компонентов в еще не начавшем кристаллизацию базальтовом очаге может привести к особому типу дифференциации с обогащением апикальных частей летучими компонентами и кремнеземом. Когда при благоприятных тектонических условиях из такого резервуара будут подаваться отдельные порции магмы, то первые из них образуют породы, несколько более кислые, они обычно более полно раскристаллизованные по сравнению с последующими. Последние порции магмы вследствие низкого содержания летучих компонентов будут слабее проникать в вышележащие горизонты пород. Кроме того, они будут иметь наиболее основной состав. Примеры такого типа дифференциации установлены для трапповой формации Сибири [Кузнецов, 1965]. В нижних горизонтах серии покровов залегают траппы, имеющие относительно крупнозернистую структуру (обычно пойкилоофитовую) и часто характеризующиеся миндалякокаменной текстурой. Эти породы обогащены магнетитом, а роль оливина в них незначительна. Более молодые покровы сложены базальтами, имеющими преимущественно интерсертальную структуру и компактную текстуру. Наличие миндалин для них нехарактерно. В минеральном составе существенную роль приобретает оливин, резко преобладающий над магнетитом.

Учитывая, что активность вулканической деятельности зависит от количества водяного пара, растворенного в магме, можно предполагать, что распределение вулканогенных толщ на поверхности обратно распределению магм в магматическом очаге. Этим объясняются более основной состав и обеднение летучими компонентами поздних эффузивных образований по сравнению с начальными в едином вулканическом цикле.

ГРУППА ДИОРИТОВ — АНДЕЗИТОВ

§ 36. Петрографическая характеристика диоритов

В минеральном составе диоритов определяющим является присутствие плагиоклаза ряда андезина. В типичных диоритах плагиоклаз соответствует № 35—44. Цветные минералы в диоритах представлены обыкновенной роговой обманкой, биотитом; из пироксенов встречаются моноклинные разновидности ряда диопсида — геденбергита, авгита, из ромбических пироксенов — гиперстен. В нормальном типе пород содержание цветных компонентов равно примерно 25—35%, в меланократовых может достигать до 40%. По цветному компоненту выделяют амфиболовые, гиперстеновые, авгит-

товые и другие разновидности диоритов. Второстепенными минералами диоритов являются кварц, калиевый полевой шпат, оливин, апатит, сфен, магнетит, титаномагнетит.

В кислых разновидностях содержание кварца может увеличиваться до 10—15%, такие диориты выделяют под названием *кварцевых диоритов*. При увеличении содержания кварца породы переходят к плагиоклазовым гранитам (тоналитам) — см. § 41.

Сиенито-диоритами, или *мангеритами*, называют породы, в которых одновременно присутствуют андезин и ортоклаз; в отличие от сиенитов андезин здесь преобладает над калиевым полевым шпатом.



Рис. 77. Микроструктура диоритов. Увел. 15, без анализатора.

Габбро-диориты содержат плагиоклаз ряда лабрадор-андезина (№ 45—55); по сравнению с диоритами в них содержится большее (около 40%) количество цветной составной части.

Диориты генетически связаны через габбро-диориты с габброидными породами, через кварцевые диориты — с гранодиоритами и гранитами и через мангериты — с сиенитами.

По внешнему виду диориты имеют темно-серую, серо-зеленую окраску в отличие от сиенитов, которые имеют розоватые цвета благодаря присутствию в них калиевого полевого шпата. Структура диоритов гипидиоморфнозернистая, характеризующаяся отчетливым идиоморфизмом плагиоклаза (рис. 77); реже встречаются порфировидная и пойкилитовая, последняя типична для разновидностей, содержащих калиевый полевой шпат, например мангеритов. Текстура однородная, такситовая, директивная, иногда шаровая.

Из приведенного описания видно, что диориты и родственные им разновидности (наряду с плагиогранитами) содержат наибольшее количество плагиоклаза среди полиминеральных пород. Характер-

ной особенностью является частое присутствие в них неоднородных по строению и составу плагиоклазов. Особенно интересны случаи появления ритмичной и пятнистой зональности. Ритмичная зональность выражается в чередовании зон различных по составу плагиоклазов; при этом плагиоклаз определенного состава может присутствовать в нескольких зонах. Пятнистая зональность заключается в том, что в пределах одного зерна плагиоклаза можно различить ядра относительно основного плагиоклаза (№ 80—50) идиоморфных

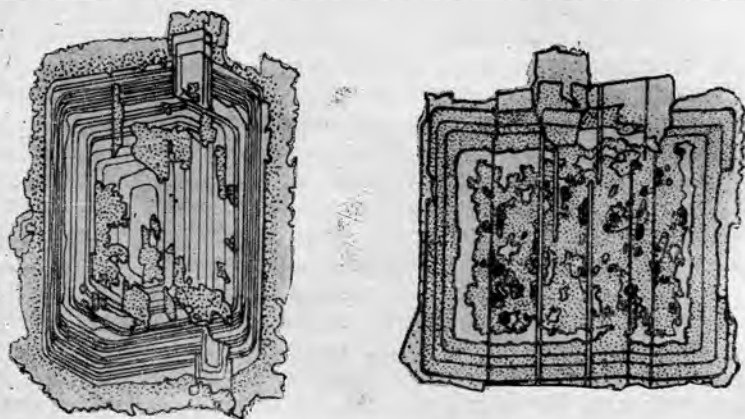


Рис. 78. Особенности строения плагиоклаза в порфировидном диорите [Vance, 1965].

очертаний, содержащего разнообразные по форме включения более кислого плагиоклаза (№ 40—10) и окружающую ядра кайму, последняя по составу соответствует плагиоклазу включений (рис. 78).

Описанию и выяснению вопросов генезиса подобных структурных взаимоотношений в плагиоклазах посвящена работа Джозефа Ванса [Vance, 1965]. Автор указывает, что внешние части ядра обычно менее корродированы, чем внутренние зоны. Включения более кислого плагиоклаза или однородны, или имеют слабую зональность. Включения плагиоклаза и кайма имеют одинаковую оптическую ориентировку. Высказывались предположения относительно метаморфического происхождения подобных структур, но это несовместимо с их развитием в вулканических породах, не испытывающих даже автометаморфических превращений, например в андезитах. Более того, для вулканических пород необходимо допускать существование внутри корродированных плагиоклазов жидкой фазы — расплава, застывшего в виде вулканического стекла.

Джозеф Ванс предполагает, что при формировании пятнистой зональности происходили частичная резорбция плагиоклаза и последующая кристаллизация богатого натрием плагиоклаза. Резорбция плагиоклаза происходит вследствие подъема магматических масс, начавших кристаллизоваться на глубине, и уменьшения гидростатического давления. Следовательно, такая магма не была перегрета, о чем свидетельствует формирование зональных плагиоклазов первой стадии кристаллизации; магма не была также насыщена летучими компонентами, так как в этом случае уменьшение давления способствовало бы кристаллизации, а не резорбции плагиоклазов.

§ 37. Гипабиссальные и экстрезивные разновидности

Среди гипабиссальных и дайковых пород выделяют *микродиориты* и *диорит-порфириты*, которые отличаются от нормальных диоритов главным образом по структуре. Микродиориты имеют темную окраску (до черной) и афанитовое строение, под микроскопом — мелкокристаллическую, часто панидиоморфную структуру. Диорит-порфириты отличаются от микродиоритов присутствием порфиридных вкрапленников нередко зонального плагиоклаза, пироксена и амфибола. В отличие от экстрезивных пород в основной массе диорит-порфиритов часто присутствуют амфибол и биотит.

К диахистовым дайковым разновидностям относятся малораспространенные *диорит-аплиты* и *диорит-пегматиты*. Последние имеют крупнозернистую структуру и состоят из плагиоклаза (ряда андезина, олигоклаз-андезина), биотита, амфибола, реже пироксена; иногда присутствует кварц, содержание которого варьирует от 3—5 до 20%. Диорит-аплиты часто имеют аплитовую структуру и содержат наряду с преобладающим андезином или олигоклазом кварц (5—8%), биотит, роговую обманку и некоторое количество ортоклаза. К мелнократовым породам, залегающим исключительно в виде даек, причисляют керсантиты, спессартиты, единиты. Пространственно они бываю́т связаны не только с диоритами, но и с плагиогранитами и гранодиоритами. Керсантиты имеют темную окраску, афанитовое строение и состоят из преобладающих андезина и биотита; второстепенными составными частями являются пироксен, кварц, кальцит, апатит. Спессартиты и единиты содержат наряду с андезином роговую обманку, что главным образом и отличает их от керсантитов.

Экстрезивные аналоги диоритов имеют широкое распространение, так, андезиты и андезиты-базальты составляют свыше 20% всей массы изверженных пород; они известны начиная с палеозоя до наших дней и являются распространенными лавами ныне действующих вулканов.

Кайнотипными аналогами являются *андезиты*, палеотипными — андезитовые *порфириты*. Андезиты по внешнему виду представлены серыми до черных породами афанитового, реже мелкокристаллического строения. По внешнему виду андезиты трудно, а часто невозможно отличить от базальтов и андезиты-базальтов. Структура андезитов под микроскопом порфиристая с андезитовой (гиалопилитовой) структурой основной массы. Вкрапленники представлены зональным плагиоклазом (средним — основным), базальтической роговой обманкой, иногда пироксеном, оливином, биотитом. Порфиристые выделения плагиоклаза в андезитах нередко содержат включения стекла в центральных частях кристаллов, особенно обильные по периферии (рис. 79). Основная масса состоит из микролитов андезина, заключенных в вулканическом стекле; в ней могут также присутствовать микролиты пироксена, зернышки магнетита и некоторые другие минералы. В основной массе некоторых андезитов присутствуют микролиты амфибола или биотита.

Определяющим для андезитов является состав плагиоклаза основной массы, соответствующий андезину; это является важным критерием для отличия андезитов от базальтов. Вкрапленники же в андезитах так же, как в базальтах, могут быть представлены более основным плагиоклазом, например лабрадором, а иногда даже лабрадор-битовнитом, слагающим центральные части зональных кристаллов.

Наиболее типичные андезиты имеют гиалопилитовую структуру основной массы, и цветной минерал в них представлен амфиболом, однако известны пироксеновые и оливниновые андезиты; структура андезитов может быть интерсертальной, трахитовой, витрофировой

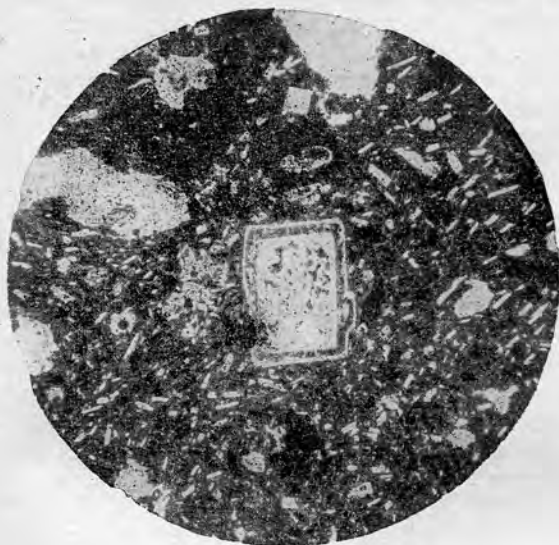


Рис. 79. Микроструктура андезита, видны включения стекла в плагиоклазе. Кавказ. Увел. 40, без анализатора.

и исключительно редко стекловатой. В тех случаях, когда состав микролитов плагиоклаза не может быть определен микроскопическим путем, для точного определения породы необходимо произвести химический анализ.

Кайнотипными аналогами кварцевых диоритов являются *кварцевые андезиты*, кварц в них иногда находится в потенциальном виде, и в таких случаях порода может быть правильно определена лишь химическим путем. Трахиандезиты являются кайнотипными экструзивными аналогами сиенито-диоритов; они отличаются от андезитов присутствием в них калиевого полевого шпата или повышенным содержанием K_2O в химическом составе.

Палеотипными аналогами диоритов являются андезитовые порфириты, выделяют плагиоклазовые, амфиболовые и пироксеновые порфириты. Порфириты отличаются от андезитов интенсивным изменением всех составных частей породы. Стекло изменено во вторичные минералы, плагиоклаз и вкрапленников, и основной массы

серцитизирован и сосюртитизирован, пироксен уралитизирован, роговая обманка часто нацело преобразована в хлорит, эпидот, карбонаты и пр.

Вследствие такого сильного изменения первичных минералов породы становится невозможным определить состав плагиоклаза основной массы и установить, является ли порфирит аналогом диорита, габбро-диорита или даже габбро. Аналогами кварцевых диоритов являются кварцевые андезитовые порфириты, а гранодиоритов — дацитовые порфириты. Последние отличаются от кварцевых андезитовых порфиритов наличием калиевого полевого шпата и большим количеством кварца. Во многих случаях вследствие сильного вторичного изменения и наличия весьма мелкозернистой массы, не поддающейся диагностике, эти породы даже микроскопически неотличимы друг от друга.

Порфириты имеют темно-серую окраску с зеленоватым оттенком, последний обусловлен присутствием хлорита, уралита, эпидота.

§ 38. Химизм

По химическому составу диориты и андезиты представляют собой средние породы, содержание кремнезема в которых соответствует 56—58% (табл. 18)*. Кварцевые диориты несколько обогащены SiO_2 (примерно на 4%), а габбро-диориты обеднены ею (на 3—4%). Диориты являются щелочноземельными породами, однако суммарное содержание в них окислов щелочных металлов значительно ниже, чем в габбро. Разновидности пород рассматриваемого семейства характеризуются довольно постоянным содержанием (%): Al_2O_3 — около 17, $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ — около 7, щелочей около 5—5,5; среди последних всегда преобладает Na_2O (характеристика n равна в среднем 70—75). Содержание CaO соответствует 5—7%. Диориты и андезиты по классификации А. Н. Заварицкого представляют собой породы нормального ряда. Исключение составляет лишь диорит Приморья (табл. 18, ан. 2), характеризующийся пересыщенностью глиноземом ($a' = 10,9$). Возможно, что отклонение от обычного состава связано с обогащением породы слюдой.

Породы рассматриваемого семейства близки по составу к сиенитам, отличаясь от них главным образом пониженным содержанием K_2O (на 3—5%), натровой специализацией и несколько более высоким содержанием MgO и CaO (см. табл. 18 и 22). Цветные минералы в них значительно более магнезиальны и менее железисты по сравнению с сиенитами.

* Аналогичное содержание SiO_2 в диоритах и андезитах можно видеть в сборниках химических анализов Э. А. Струве [1940] и В. Ф. Морковкиной [1964]. По данным Нокколдса, эта величина соответствует 51—52,5%, что вряд ли можно считать правильным.

§ 39. Распространение и полезные ископаемые

Среди пород данной группы наибольшее распространение имеют андезиты, которые развиты в пределах океанов и континентов.

В 1910 г. Маршалл указал на существование так называемой «андезитовой линии» в юго-западной части Тихого океана, которая отделяет базальтовые по составу вулканы океанического типа и андезитовые близконтинентальные образования. Позднее вулканы, поставляющие андезитовый материал, были установлены вокруг всего океана.

В пределах СССР андезитовый пояс проходит по Камчатско-Курильской дуге, почти симметрично ей, на востоке Тихого океана располагается андезитовая провинция Каскадных гор.

На континентах, главным образом внутри складчатых поясов, андезиты являются продуктами вулканической деятельности. Здесь они могут образовываться в пределах относительно жестких структур как эквиваленты спилит-кератофировой формации начальных стадий развития складчатого пояса (Закавказье, Тува). Кроме того, обширные излияния андезитовых лав происходят и после консолидации складчатого пояса, как, например, это имело место в верхнеюрское время в Восточном Забайкалье. Андезиты последнего типа сопровождаются субвулканическими телами диоритов, диоритовых порфиритов и родственных им пород.

Самостоятельные тела диоритов редки и имеют небольшие размеры (Казахстан, Южный Урал). Наряду с этими субвулканическими штоками диориты появляются в составе диорит-плагιοгранитной формации средних этапов развития складчатых поясов. В массивах этой формации диориты образуют шпирь и ксенолиты и нередко породы эндоконтактных фаций батолитоподобных интрузий (Средняя Азия, Урал, Казахстан). Выше (§ 34) было указано, что диориты могут являться дифференциатами габброидных массивов (Урал).

К полезным ископаемым, ассоциирующим с массивами диоритов, могут быть отнесены полиметаллические месторождения свинца, цинка, золота (Забайкалье). Руды такого же состава встречены среди вулканитов андезитового состава.

§ 40. Генезис

Эффузивные представители семейства диоритов — андезитов, так же как и основных пород, имеют значительно большее распространение. Для многих геосинклинальных поясов установлены обширные излияния лав андезитового состава. Было указано, что андезиты приурочены или к осевым частям складчатого пояса (Анды), или к относительно стабильным участкам в пределах геосинклинали (Тува). И в том, и в другом случае геологически благоприятными факторами их образования являются ассимиляция основной магмой компонентов геосинклинальных осадков (возможно, только воды) и несколько большее время существования внутри коровых очагов.

Химический состав пород группы диоритов — андезитов, %

Оксиды	Диориты			Кварц. диорит	Габбро- диорит	Сленго- диорит	Андезиты				Андезито- базальты	
	1	2	3				4	5	6	7	8	9
SiO ₂	56,77	57,64	57,65	61,59	53,14	58,51	59,59	57,50	59,48	55,01	55,15	
TiO ₂	0,76	0,98	0,57	0,66	4,05	0,92	0,77	0,79	0,48	1,24	0,88	
Al ₂ O ₃	46,67	47,68	46,89	46,21	16,57	14,97	17,31	17,33	17,38	16,68	17,22	
Fe ₂ O ₃	3,16	4,16	3,31	2,54	2,11	2,18	3,33	3,78	2,96	3,87	4,64	
FeO	4,40	6,00	4,35	3,77	7,39	3,91	3,13	3,62	3,67	4,00	4,85	
MnO	0,13	0,43	0,13	0,10	—	0,11	0,48	0,22	0,15	0,22	0,12	
MgO	4,17	3,26	3,66	2,80	6,11	5,35	2,75	2,86	3,28	4,39	6,09	
CaO	6,74	4,75	7,12	5,38	8,92	6,16	5,80	5,83	6,61	8,40	7,91	
Na ₂ O	3,39	3,16	3,26	3,37	2,94	3,80	3,53	3,53	3,41	3,82	3,56	
K ₂ O	2,12	2,49	1,66	2,10	1,07	3,48	2,04	2,36	1,64	2,18	1,74	
P ₂ O ₅ , F	0,25	0,33	0,29	0,26	0,17	—	0,26	0,30	0,20	—	—	
H ₂ O	4,36	2,42	4,12	4,22	1,22	0,76	1,26	1,88	0,74	0,54	0,94	
Сумма	99,92	100,00	100,01	100,00	100,69	100,15	99,95	100,00	100,00	100,35	100,10	

Числовые характеристики по А. И. Заварицкому

s	66,5	68,7	67,5	72,0	61,8	65,4	70,5	68,7	69,6	63,4	66,8
a	40,7	40,9	40,0	40,6	8,0	43,0	41,1	41,6	40,1	44,4	9,3
b	46,7	44,3	45,9	41,7	23,0	48,4	42,2	43,4	43,4	49,7	17,2
c	3,4	6,4	6,6	5,7	7,2	3,2	6,4	6,3	6,9	5,5	6,7
f'	42,9	48,5	45,6	50,6	38,6	29,8	51,8	53,4	47,4	37,7	37,6
m'	43,3	40,6	40,4	44,7	45,2	48,2	40,6	38,1	42,7	38,1	42,7
a'	—	40,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
c'	3,8	—	14,0	7,7	16,2	22,6	7,6	8,5	9,9	24,2	19,7
t	4,0	4,4	0,8	0,9	1,6	4,1	4,0	1,0	0,6	2,0	1,1
n	71,4	64,9	74,6	71,7	81,0	62,2	75,3	69,5	76,4	72,6	76,1
$a : c$	3,4	1,8	4,5	1,8	4,1	4,1	4,7	1,8	4,5	2,1	1,4

Примечание. 1 — диорит, среднее из 70 анализов [Дэли, 1933]; 2 — диорит, среднее из 5 анализов, Приморье [Морковкина, 1964]; 3 — диорит, среднее из 33 анализов, Урал [Морковкина, 1964]; 4 — кварцевый диорит, среднее из 55 анализов [Дэли, 1933]; 5 — габбро-диорит [Tögler, 1935]; 6 — сиенито-диорит, Восточная Сибирь, Приаргунский район [Струве, 1940]; 7 — андезит, среднее [Дэли, 1933]; 8 — авгитовый андезит [Дэли, 1933]; 9 — роговообманковый андезит [Дэли, 1933]; 10 — андезито-базальты, Армения, Ахманганское плато [Струве, 1940]; 11 — андезито-базальт, Армения, Алагёз [Струве, 1940].

Экспериментальные исследования в системе $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$ [Osborn, 1959] показали, что с увеличением парциального давления кислорода появляется и расширяется поле магнетита (рис. 80). Это ограничивает кристаллизацию оливина и пироксена, но способствует выделению магнетита, а следовательно, создает избыток кремнезема в жидкости. Увеличение давления кислорода, кроме того, понижает температуру кристаллизации плагиноклаза и задерживает его выделение из магмы базальтового состава. Оба

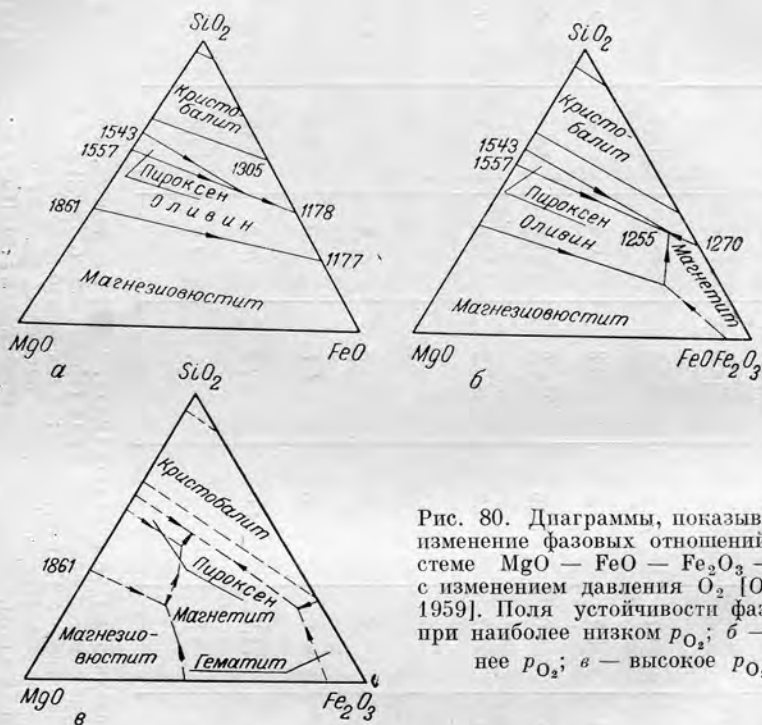


Рис. 80. Диаграммы, показывающие изменение фазовых отношений в системе $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$ с изменением давления O_2 [Osborn, 1959]. Поля устойчивости фаз: а — при наиболее низком p_{O_2} ; б — среднее p_{O_2} ; в — высокое p_{O_2} .

эти процесса вместе способствуют дифференциации базальтовой магмы по направлению к андезитам.

Следовательно, если магмы базальтового состава могут находиться долгое время среди геосинклинальных пород, отличающихся высоким содержанием воды, то создаются условия для ее дифференциации в условиях постоянного или возрастающего давления кислорода. Фракционная кристаллизация в этом случае может образовывать значительное количество жидкости андезитового состава.

Другим возможным путем образования магмы диорито-андезитового состава является ассимиляция базальтовой магмой материала сиала. Этот процесс, по-видимому в значительных масштабах, может осуществляться лишь в случае сильной перегретости исходной магмы.

Диориты иногда образуются в контактах гранитных тел с основными или карбонатными породами. Взаимодействие гранитной магмы и магматическое замещение карбонатных пород также требуют переретности жидкости и сопровождаются не только растворением карбонатов, но и выносом кремнезема во вмещающие породы.

Глава VII. ГРАНИТЫ И РОДСТВЕННЫЕ ИМ ПОРОДЫ

ГРУППА ГРАНИТОВ — ЛИПАРИТОВ

§ 41. Петрографическая характеристика гранитов

По химико-минеральному составу среди них выделяют нормальные (щелочноземельные) граниты, плагиоклазовые граниты и щелочные граниты. Сопоставление минерального состава названных гранитов иллюстрируется табл. 19. Наибольшее распространение имеют нормальные и плагиоклазовые граниты. Имеется большое количество родственных гранитам пород, содержащих в качестве существенного минерала кварц и объединяемых под названием гранитоидов.

Таблица 19

Минеральный состав гранитов

Главные минералы	Нормальные граниты	Плагиоклазовые граниты	Щелочные граниты
Бесцветные	Кварц, калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз ряда олигоклаза	Кварц, плагиоклаз ряда олигоклаз-андезина, андезина	Кварц, щелочные полевые шпаты
Цветные	Биотит, реже роговая обманка, пироксен	Роговая обманка, биотит, реже пироксен	Биотит, эгирин, щелочные амфиболы

Ниже приводится краткая петрографическая характеристика гранитов и гранитоидов. Описание экструзивных и жильных пород, их химизма и других особенностей во избежание повторов приводится совместно.

Наряду с химико-минеральной классификацией гранитов Таттлом [Tuttle, 1958] предложено разделение салических пород (гранитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов) на основании распределения альбита среди полевых шпатов.

I. Гиперсолъвус — однополевошпатовые (высокотемпературные) граниты содержат один калиево-натриевый полевой шпат наряду с кварцем и темноцветным минералом.

II. Субсолъвус — двухполевошпатовые (средне- и низкотемпературные) граниты содержат наряду с калиево-натриевым полевым шпатом самостоятельные зерна альбита (плагиоклаза). Эта группа

может быть подразделена на три подгруппы в зависимости от содержания альбита (%) в калиевом полевопшпате: а) >30 ; б) от 15 до 30; в) <15 .

Такое подразделение является существенным дополнением к химико-минеральной классификации, поскольку отражает важные черты процесса кристаллизации гранитных пород. Породы группы I и IIa, б кристаллизуются при относительно высокой температуре, что обуславливает существование твердых растворов калия и натрия в широком ряду. Породы IIв кристаллизовались или были перекристаллизованы при низких температурах, что обусловило низкое содержание альбита в твердом растворе полевого шпата.

Нормальные граниты

По внешнему виду нормальные граниты представляют собой среднезернистые до крупнозернистые породы, имеющие светлую окраску, обычно розоватых и красных оттенков. Эта окраска связана с высоким содержанием в породе калиевого полевого шпата. Среди рассматриваемых гранитов распространены как однородные текстурные разновидности, так и директивные, главным образом трахитоидные; трахитоидность обусловлена субпараллельным расположением уплощенных кристаллов полевых шпатов (рис. 81). Значительно реже в гранитах можно видеть директивно-полосатые и линейные текстуры. Нередко встречаются такситовые граниты, неоднородность их строения связана с наличием крупнозернистых (пегматоидных) участков среди более мелкозернистой массы или скоплением минералов, богатых летучими составными частями, например турмалином, топазом, флюоритом (см. рис. 51).

Структуры гранитов и близких к ним пород обычно гипидиоморфные, иногда пегматовые, порфириовидные, аплитовые, паналло-триоморфные, иногда монзонитовые и гранобластические, широкое развитие последних связано с автометасоматозом (см. рис. 29, 35, 37, 38, 81, 82).

Минеральный состав нормальных гранитов следующий (%): кварц — 30—35, полевые шпаты — 50—60 (калиевый полевой шпат ≈ 40 , кислый плагиоклаз ≈ 10 —15), цветной минерал ≈ 10 .

Характерными особенностями нормальных гранитов, таким образом, являются высокое содержание кварца, незначительное количество цветного минерала и резкое преобладание калиевого полевого шпата над плагиоклазом.

Калиевые полевые шпаты представлены микроклином или ортоклазом различной степени упорядоченности. Детальные исследования фазовой природы щелочных полевых шпатов показали, что в докембрийских гранитах наиболее часто встречается «максимальный» микроклин, в палеозойских — микроклин и триклинный ортоклаз, в гипабиссальных интрузиях мезозойского и палеоген-неогенового возраста — неупорядоченные или слабоупорядоченные разновидности — моноклинный ортоклаз, санидин, аноклаз.



Рис. 81. Трахитоидность в порфировидном граните Памира.



Рис. 82. Пегматитовая структура письменного гранита. Увел. 10, без анализатора

Характерной особенностью наиболее упорядоченных разновидностей является наличие в них пертитовых вростков *. Цветным минералом нормальных гранитов обычно является биотит высокой степени железистости. Значительно реже присутствуют обыкновенная роговая обманка и пироксены, последние представлены наиболее железистыми разновидностями — гиперстеном, геденбергитом. Второстепенными минералами нормальных гранитов являются апатит, циркон, касситерит, сфен, монацит, ксенотим, топаз, турмалин, флюорит, магнетит, гематит. Среди вторичных и автотаморфических минералов главное значение имеют пелитовидные продукты изменения калиевых полевых шпатов, серицит, эпидот, альбит, хлориты. При процессах автотаморфической грейзенизации граниты нередко обогащаются мусковитом, лепидолитом, топазом, турмалином и некоторыми другими минералами, содержащими летучие компоненты.

Среди гранитов по характеру цветного минерала, структурным и текстурным особенностям выделяют разновидности, главнейшими из них являющиеся.

Аляскиты — крупнозернистые лейкократовые граниты, содержащие не более 5% цветного компонента.

По характеру цветного минерала выделяют биотитовые, двуслодные, амфиболовые, пироксеновые граниты. Разновидностью гранитов являются рапакиви, слагающие крупные тела площадью в тысячи квадратных километров. Типичной петрографической особенностью рапакиви является наличие ооидов калиевого полевого шпата, которые или окружены каймой олигоклаза, или включены в мелкозернистую массу кислого плагиоклаза и кварца (рис. 83). Диаметр ооидов 2—3 см, но иногда достигает 10—12 см. Полевой шпат, слагающий ооиды, представлен «промежуточным» ортоклазом и ортоклаз-пертитом, реже «высоким» микроклином **. Ооиды часто содержат включения минералов основной массы, расположенные зонально. Плагиоклаз находится в подчиненном количестве по отношению к существенно калиевому полевому шпату. Отмечается несколько генераций плагиоклаза. Например, в рапакиви Салминского массива, по данным Л. П. Свириденко [1965], выделяются три генерации плагиоклаза, состав которого изменяется от № 45—27 (первая генерация) к № 25—12 (вторая генерация) до альбита (в третьей). Кварц может присутствовать в двух генерациях, образуя более крупные, хорошо ограненные кристаллы (рис. 84) и ксеноморфные зерна в основной массе. Последние нередко дают графитовые срастания с полевыми шпатами.

* Эта особенность калиевых полевых шпатов гранитов становится понятной из диаграммы состояния $Ab - An - Or$, показывающей, что именно с кислыми плагиоклазами ассоциируют калиевые полевые шпаты, содержащие максимальные количества альбитовой составляющей.

** Термины «высокий», «промежуточный» даны в понимании А. С. Марфушина.

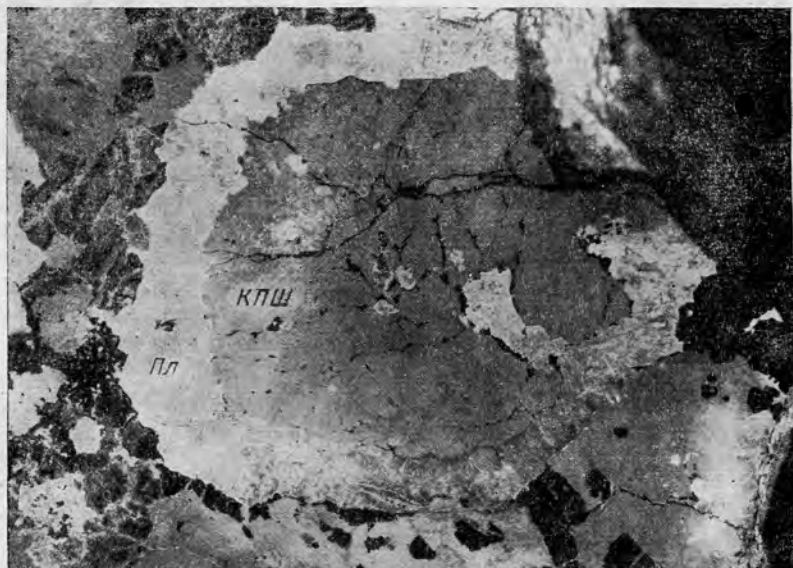


Рис. 83. Рапакиви Салминского массива в Южной Карелии. Отчетливо видна кайма олигоклаза (пл) вокруг ортоклаза (кпш).
Колл. Л. П. Свириденко.

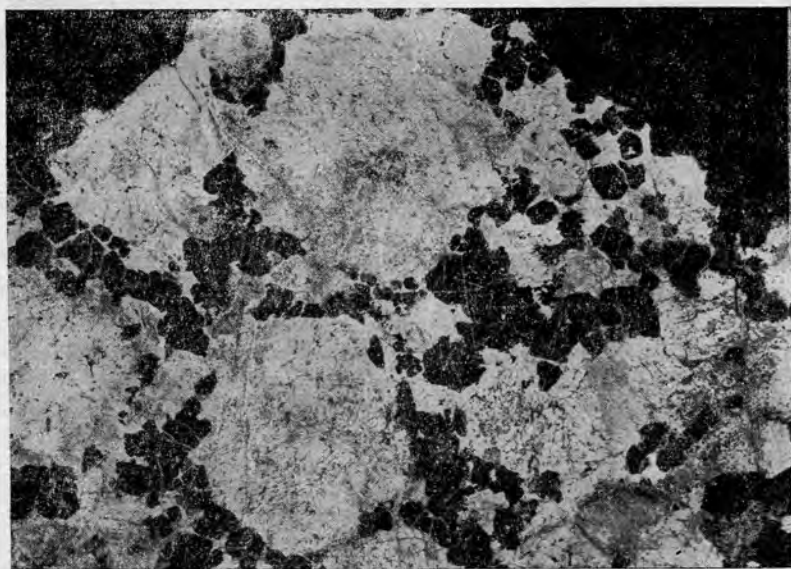


Рис. 84. Хорошо ограниченные кристаллы кварца (темное) в рапакиви Салминского массива. Колл. Л. П. Свириденко.

Наиболее распространенным цветным минералом является железистый биотит (до ангита), часто кристаллизующийся в двух генерациях. Меньшее развитие имеет обыкновенная роговая обманка, геденбергит, гиперстен и фаялит. Пироксены и фаялит присутствуют в незначительном количестве.

Наиболее обычные акцессорные минералы — апатит, флюорит, циркон. Выше разобраны характерные особенности наиболее типичных представителей рапакиви. Наряду с ними имеются и другие породы этого же магматического комплекса. К ним относятся, например, равнозернистые — безовидные граниты, порфирированные и некоторые другие [Великославинский, 1953; Свириденко, 1966]. Химический состав всех пород комплекса рапакиви характеризуется преобладанием K_2O над Na_2O , FeO над MgO и щелочей над CaO .

Среди докембрийских образований развиты также чарнокиты, образующие сложные ассоциации пород, в числе которых встречаются гиперстеновые граниты.

Письменные граниты характеризуются графической (пегматитовой) структурой, обусловленной закономерным сростанием кварца и калиевого полевого шпата. В большинстве случаев эти граниты отличаются лейкократовым обликом.

Плагиоклазовые граниты

По внешнему виду породы отличаются от нормальных гранитов более темной окраской сероватых оттенков. Наиболее типичны для них трахитоидные и гнейсовидные текстурные разновидности. Первые обусловлены закономерной ориентировкой уплощенных кристаллов плагиоклаза, вторые — темноцветных минералов и кварца. Распространены такситовые текстуры, обусловленные наличием шпиров, образованных скоплением темноцветных минералов.

Структура гнидиоморфнозернистая с отчетливым идиоморфизмом плагиоклаза (рис. 85), а в разновидностях с гнейсовидной текстурой — blastsгранитная и протокластическая. Минеральный состав (%): кварц — 25—30, плагиоклаз (№ 30—40) — 50, цветной минерал — 20—25.

Плагиоклаз чаще всего представлен андезином № 35—40, реже более основным андезином или более кислым олигоклаз-андезином. Среди цветных минералов преобладают обыкновенная роговая обманка и биотит, реже встречается пироксен.

Второстепенные минералы разнообразны, аналогичны нормальным гранитам, но наиболее характерным из них является сфен, который отмечается во всех плагиоклазовых гранитах.

Трондjemит представляет собой сравнительно лейкократовый плагиоклазовый гранит, содержащий в качестве цветных компонентов роговую обманку и биотит (название дано по г. Трондjem в Норвегии).

Тоналит — меланократовая разновидность плагиогранитов, обедненная кварцем и приближающаяся по составу к кварцевым диоритам. Цветные минералы представлены роговой обманкой и биотитом, суммарное содержание их около 40% (название дано по перевалу Тонале в Тироле).

Очень близкими по составу к плагиоклазовым гранитам являются кварцевые диориты, отличающиеся лишь несколько меньшим содержанием кварца (10—15%) и повышенным количеством цветного компонента (до 35%).



Рис. 85. Структура плагиоклазового гранита Приладожья. Отчетливо виден идиоморфизм плагиоклаза. Увел. 15, николи +.

Щелочные граниты

По внешнему виду и структурно-текстурным особенностям щелочные граниты существенно не отличаются от нормальных. Характерной особенностью их минерального состава является отсутствие кислого плагиоклаза. Щелочные полевые шпаты представлены чаще всего калиево-натровыми разновидностями — пертитами и микропертитами, анортклазом; реже встречаются ортоклазовые или микроклиновые и альбитовые щелочные граниты.

Соответственно типу полевого шпата выделяют две группы щелочных гранитов: существенно натровые, калиевые и калиево-натровые. Цветной минерал в первых обычно представлен эгирином, эгирин-авгитом, амфиболами арфведсонит-рибекитового или катафоритового ряда, эгирином, эгирин-авгитом. В калиевых разновидностях обычно присутствует биотит. Второстепенные минералы те же, что в группе нормальных гранитов — апатит, сфен, магнетит и др.

В химическом отношении особенностью щелочных гранитов является преобладание щелочей и кальция над глиноземом. Эта

Химический состав гранитов, гранито

Окислы	Нормальные граниты				Рапакиви		Плагиограниты			Щелочные граниты	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	72,08	73,22	73,06	70,86	70,67	69,74	69,30	68,20	66,15	73,23	73,86
TiO ₂	0,37	0,18	0,22	0,33	0,40	0,40	0,23	0,50	0,62	0,41	0,20
Al ₂ O ₃	13,86	13,78	14,03	14,29	13,17	13,76	16,81	16,22	15,56	12,33	13,75
Fe ₂ O ₃	0,86	0,99	0,61	0,86	0,61	0,51	0,26	0,48	1,36	2,58	0,78
FeO	1,67	1,13	1,16	1,93	3,43	3,38	1,26	2,94	3,42	1,28	1,13
MnO	0,06	0,04	0,02	0,06	0,04	0,04	сл.	0,04	0,08	0,02	0,05
MgO	0,52	0,52	0,36	0,75	0,68	0,77	1,08	1,17	1,94	0,26	0,26
CaO	1,33	1,31	1,14	1,22	1,57	1,91	3,34	3,37	4,65	0,46	0,72
Na ₂ O	3,08	3,16	2,78	3,10	2,38	1,80	6,00	4,54	3,90	4,55	3,51
K ₂ O	5,46	4,63	6,07	5,36	5,64	6,25	1,39	1,65	1,42	4,20	5,13
P ₂ O ₅ , F	0,18	0,83	0,08		0,53	0,94	0,03	0,23	0,21	0,05	0,14
H ₂ O	0,53	0,74	0,51	1,08	1,17	0,92	0,50	0,73	0,69	0,86	0,47
Сумма	100,00	100,53	100,04	99,84	100,12	100,42	100,20	100,07	100,00	99,93	100,00

Числовые характеристики

<i>s</i>	80,2	81,0	81,2	79,0	79,7	79,1	79,7	78,0	77,4	80,2	81,0
<i>a</i>	14,4	13,5	14,6	14,27	13,2	12,9	15,0	12,5	10,1	15,6	14,5
<i>b</i>	3,9	4,0	2,8	5,33	5,1	5,7	3,7	15,4	7,7	4,1	3,7
<i>c, c'</i>	1,5	1,5	1,4	1,40	2,0	2,3	3,6	4,1	4,8	0,1	0,8
<i>+Q</i>	30,1	33,5	31,8	28,06	31,0	30,1	23,8	26,9	29,8	29,1	32,2
<i>m'</i>	20,3	19,7	22,4	22,5	22,3	22,6	49,1	37,7	39,2	11,1	91
<i>f'</i>	62,7	44,3	60,1	47,5	72,4	63,1	38,2	61,0	55,0	79,4	47,3
<i>c'</i>	—	—	—	—	—	—	12,7	1,3	5,8	9,5	—
<i>a'</i>	17,0	36,0	17,5	30,0	5,3	14,3	—	—	—	—	43,6
Φ	20,3	19,7	20,0	12,5	10,5	7,1	7,3	7,8	15,0	50,0	18,2
<i>t</i>	0,4	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4	0,2	0,5	0,7	0,1	0,2
<i>n</i>	42,4	51,5	40,9	46,7	40,9	30,5	86,6	80,2	80,8	62,2	50,9
<i>a : c</i>	8,3	8,9	10,4	10,2	3,6	5,6	4,2	3,0	2,1		18,1

Примечание. 1 — гранит, средний [Nockolds, 1964]; 2 — гранит, среднее из 43 анализов, Приморье [Морковкина, 1964]; 3 — граниты, поздние магматические, среднее из 18 анализов, Юго-Западная Финляндия [Simonen, 1960]; 4 — трахитоидный гранит, Приладожье, п-ов Тервис [Сараичина, 1966]; 5 — порфировидный рапакиви, Выборгский массив [Великославинский, 1964]; 6 — трахитоидный рапакиви [Великославинский, 1953]; 7 — трондьемит, Норвегия (Гольдшмидт, 1916); 8 — трондьемиты, среднее из 9 анализов, Южная Финляндия (Simonen, 1960), 9 — тоналит, средний [Nockolds, 1954]; 10 — щелочной гранит (Дэли, 1933); 11 — щелочной гранит, среднее [Nockolds, 1954];

идов и их экстрезивных аналогов, %

Гранодиорит	Кварцевый диорит	Граносенит	Липариты			Щелочные липариты		Дациты		Липарито-дацит	Игнимбриит
			15	16	17	18	19	20	21		
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
65,01	61,59	64,68	72,80	73,66	73,28	74,57	68,63	65,68	66,66	66,27	73,69
0,57	0,66	0,35	0,33	0,22	0,22	0,17	0,35	0,57	0,48	0,66	0,06
15,94	16,21	15,89	13,49	13,45	13,51	12,58	10,30	16,25	14,90	15,39	13,84
1,74	2,54	1,99	1,45	1,25	1,06	1,30	5,60	2,38	1,82	2,14	0,49
2,65	3,77	2,18	0,88	0,75	0,89	1,02	2,61	1,90	1,30	2,23	0,43
0,07	0,10	0,15	0,08	0,03	0,05	0,05	0,21	0,06	0,08	0,07	0,04
1,91	2,80	1,16	0,38	0,32	0,38	0,11	0,37	1,41	1,17	1,57	0,40
4,42	5,38	3,42	1,20	1,13	1,27	0,61	1,07	3,46	3,02	3,68	1,13
3,70	3,37	4,01	3,38	2,99	2,81	4,13	6,14	3,97	2,83	4,13	3,26
2,75	2,10	5,12	4,46	5,35	3,97	4,73	4,17	2,67	2,62	3,01	5,46
0,20	0,26	0,21	0,08	0,07	—	0,07	0,02	0,15	—	0,17	—
1,04	1,22	0,76	1,47	0,78	2,64	0,66	0,53	1,50	5,43	0,68	1,59
100,00	100,00	99,92	100,00	100,00	100,08	100,00	100,00	100,00	100,31	100,00	100,39

по А. Н. Заварицкому

74,8	72,0	73,7	81,0	81,8	81,6	81,1	77,4	75,9	78,3	75,6	81,9
12,4	10,6	16,2	13,8	14,0	12,9	15,1	13,4	12,8	10,2	13,3	14,8
8,3	11,7	7,6	3,8	2,9	4,0	3,3	3,4	7,0	7,7	7,5	2,0
4,5	5,7	2,5	1,4	1,3	1,5	0,5	5,8	4,3	3,8	3,6	1,3
20,3	17,1	12,5	33,0	34,6	35,9	31,5	22,2	21,9	32,4	21,0	32,9
39,7	41,7	26,8	17,2	15,9	16,9	20,0	17,7	34,3	27,5	36,0	33,3
49,6	50,6	51,8	55,2	56,8	42,4	50,0	45,1	55,9	37,6	52,3	40,0
10,7	7,7	21,4	—	—	—	30,0	37,2	—	—	11,7	—
—	—	—	27,6	27,3	40,7	—	—	9,8	34,9	—	26,7
18,5	18,9	21,4	31,6	31,8	20,3	24,0	24,2	30,0	20,2	23,4	20,0
0,7	0,9	0,5	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,7	0,5	0,8	0,1
66,7	71,1	54,6	53,4	45,7	46,4	56,9	55,4	68,9	61,6	67,3	47,7
2,8	1,8	6,5	—	10,8	8,6	30,2	—	3,0	2,7	3,7	11,4

12 — гранодиорит [Дэли, 1933]; 13 — кварцевый диорит [Дэли, 1933]; 14 — граносенит, СССР [Левинсон-Лессинг, 1939]; 15 — липарит, среднее [Дэли, 1933]; 16 — липарит-риолиты, среднее [Nockolds, 1954]; 17 — липариты Восточного Сихотэ-Алиня, среднее из 25 анализов (Быховская, Ротман, 1964); 18 — щелочной липарит [Nockolds, 1954]; 19 — щелочной липарит [Дэли, 1933]; 20 — дацит, среднее [Дэли, 1933]; 21 — дацит, среднее из 7 анализов, Сихотэ-Алинь (Быховская, Ротман, 1964); 22 — липарито-дацит, среднее [Дэли, 1933]; 23 — игнимбриит, Кавказ [Морковкина, 1964].

особенность, а также присутствие щелочных цветных минералов позволяют отличать данную разновидность от гипабиссальных нормальных гранитов, в которых также может отсутствовать кислый плагиоклаз (альбитовая часть в них входит в санидин, ортоклаз или анортклаз).

Г р а н и т о и д ы

Гранитоиды сравнительно широко развиты среди магматических пород. К ним относятся в основном породы, промежуточные по составу между гранитами и диоритами, гранитами и сиенитами,

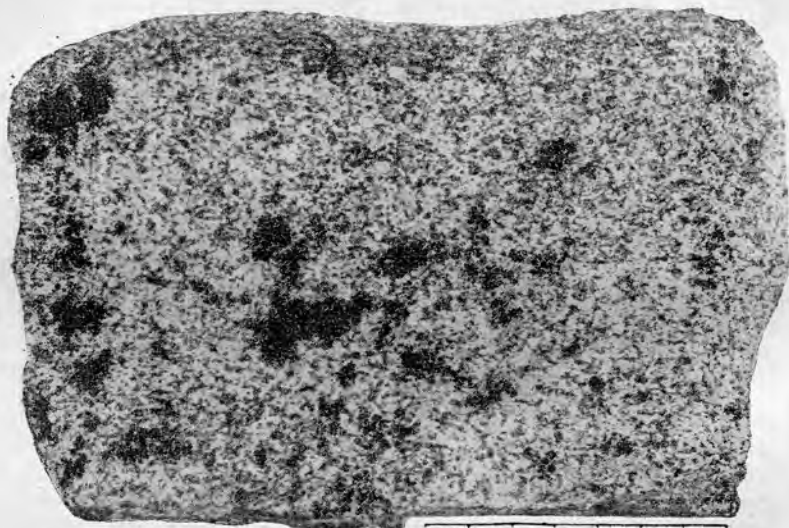


Рис. 86. Внешний вид гранодиорита Чинорсайской интрузии (Таджикистан). Колл. Н. В. Котова.

щелочными гранитами и щелочными сиенитами (табл. 20). Общей особенностью этих пород является присутствие в них в качестве существенной составной части кварца, содержание которого варьирует примерно от 20—25 до 5%. Во всех гранитоидах лейкократовые минералы преобладают над меланократовыми, соответственно чему породы имеют сравнительно светлую окраску.

Текстуры и структуры гранитоидов близки к таковым в гранитах, однако в них наблюдается лучшая огранка плагиоклазов, образующих призматические вытянутые зерна; в породах повышенной щелочности обычна пойкилитовая (мондонитовая) структура.

Гранодиориты и *кварцевые диориты* характеризуются уменьшением количества кварца по сравнению с нормальными гранитами, повышением количества темноцветных минералов (рис. 86) и некоторым увеличением основности плагиоклаза (до андезина). Грано-

диориты содержат около 15—20% кварца и характеризуются преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом. В кварцевом диорите кварца около 10%, а полевой шпат представлен исключительно плагиоклазом.

Граносиениты и *кварцевые сиениты* по внешнему виду близки к нормальным гранитам и отличаются от них лишь меньшим количеством кварца, увеличением содержания цветных компонентов (до 15—20%) и несколько повышенной основностью плагиоклаза (до андезина). Щелочные граносиениты (нордмаркиты) отличаются от обычных граносиенитов отсутствием плагиоклаза и щелочным или субщелочным характером темноцветной части.

§ 42. Гипабиссальные * и дайковые разновидности

Наибольшим распространением среди дайковых и жильных пород гранитного состава пользуются пегматиты и аплиты. Для этих пород почти всегда устанавливается тесная пространственная и генетическая связь с гранитными массивами. Состав дайковых пород находится в тесной зависимости от состава материнских пород, но отличается большей лейкократовостью, что весьма характерно для остаточных продуктов кристаллизации. Существуют различия и в физико-химических условиях кристаллизации.

Пегматиты образуются при высокой концентрации воды и других летучих составляющих на конечных стадиях формирования гранитных интрузий. В процессе кристаллизации эти компоненты способствуют не только образованию крупно- и гигантозернистых структур и выделению таких минералов, как турмалин, сподумен, слюда, но и перекристаллизации с попутным развитием процессов грейзенизации, альбитизации и др. Нередко пегматиты имеют сложное строение вследствие многоэтапности их формирования. Так, аплиты могут предшествовать образованию пегматитов и замещаться последними. В магматический этап консолидации пегматитового тела вследствие возрастания давления летучих компонентов образуется зональность с переменным соотношением кварца и полевого шпата от зальбанда к центру даек.

Аплиты являются лейкократовыми, но мелкозернистыми гранитными породами, образующимися в результате быстрой кристаллизации расплава и не испытавшими последующей перекристаллизации.

Гранит-порфиры представляют собой неравномернозернистые породы красновато-серого или желтовато-серого цвета. Вкрапленники в них сложены кварцем, полевыми шпатами и реже слюдой. Нередко они обрастают агрегатом полевых шпатов, имеющих лучистое строение. Основная масса — микрогранитовая, микропегматитовая до

* Граниты, слагающие гипабиссальные тела, являются типичными гиперсольвус-породами (см. § 41); однако применение этого термина в отечественной литературе очень ограничено.

фельзитовой (в краевых участках гипабиссальных тел и даек). Гранит-порфиры в пределах одного тела могут постепенно изменять свой состав до гранодиорит-порфира, дайковая форма залегания может переходить в шток.

Жильная разновидность щелочного гранита описана под названием грорудит, она содержит в качестве темноцветного минерала эгирин.

§ 43. Экструзивные разновидности

Эти породы имеют меньшее распространение по сравнению с глубинными разновидностями семейства гранитов. Наряду с лавами кислого состава важное значение среди экструзивных пород гранитоидного ряда имеют вулканокластические разновидности — туфы, туфоловы и игнимбриты. Благодаря своей вязкости породы характеризуются малой степенью кристалличности, часто богаты вулканическим стеклом, иногда пористы (пемзы). Они имеют светлую окраску (кроме некоторых обсидианов), чем существенно отличаются от лав основного (и среднего) состава. Точная диагностика кислых лав и вулканокластических пород должна проводиться по данным химических анализов.

Экструзивными аналогами нормальных гранитов являются липариты (кайнотипные) и кварцевые порфиры (палеотипные). Липариты (или риолиты) представляют собой желтоватые, сероватые, иногда зеленоватые плотные породы, обладающие афировой и порфировой структурами. Текстуры липаритов однородные, флюидалные (см. рис. 55), сферолитовые (рис. 87). Под микроскопом основная масса в липаритах обнаруживает стекловатую, сферолитовую, иногда плохо выраженную фельзитовую структуры. Расстеклование происходит вдоль перлитовых или иных трещинок. Вкрапленники в липаритах могут быть представлены кварцем, санидином, плагиоклазом ряда олигоклаз-андезина, часто зональным. Из темноцветных минералов чаще всего встречается биотит, реже амфибол. Вкрапленники могут быть крупными, видимыми макроскопически, и мелкими, различимыми лишь в шлифах.

К липаритам относятся обсидианы, пемза, пехштейны, или смоляные камни, отличающиеся от обсидиана повышенным содержанием воды — 8—10%.

Кварцевые порфиры (или липаритовые порфиры) являются палеотипными экструзивными эквивалентами нормальных гранитов. Они характеризуются красноватой и буроватой окраской и часто обладают порфировой структурой. Вкрапленники представлены более упорядоченными модификациями — ортоклазом и микроклином; в них часто наблюдаются перлитовое строение и вторичные продукты изменения. Вкрапленники плагиоклаза также сильно изменены во вторичные продукты, главными из которых является серицит, иногда пелит, а для более основных плагиоклазов — соссюрит.

Темноцветные минералы вкрапленников те же, что и в липаритах, но всегда сильно измененные; структура основной массы фельзитовая, микрогранитовая, микроаплитовая. Текстура однородная и флюидальная.

Экструзивные аналоги плагиоклазовых гранитов мало изучены. Целесообразнее всего кайнотипные аналоги называть плагиоклазовыми липаритами или плагиолипаритами. По-видимому, к ним относятся и некоторые дациты, отличающиеся от обычных липаритов отсутствием калиевого полевого

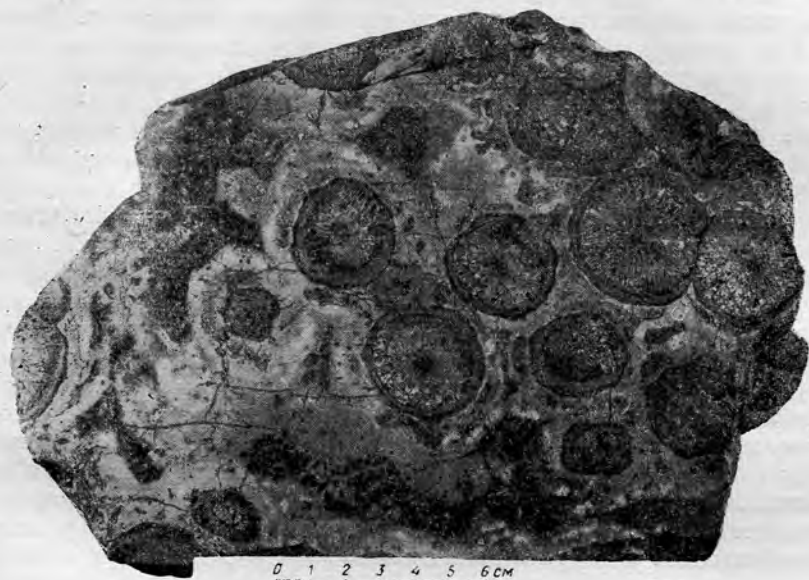


Рис. 87. Сферолитовый липарит о. Корсика.

шпата. Вкрапленниками в них являются зональный плагиоклаз андезин-олигоклазового ряда, иногда кварц, биотит, амфибол. Структура основной массы характеризуется наличием микролитов плагиоклаза в вулканическом стекле.

Палеотипные аналоги можно называть плагиолипаритовыми порфиритами, они отличаются от кайнотипных лав большей степенью изменения составных частей и наличием более упорядоченных модификаций минералов. От кварцевых порфиритов, являющихся аналогами гранодиоритов, они отличаются отсутствием калиевого полевого шпата.

Экструзивные аналоги щелочных гранитов. Кайнотипными аналогами щелочных гранитов являются щелочные липариты, или пантеллериты. Они характеризуются наличием в них полевого шпата типа санидина или анортоклаза,

сравнительно высоким содержанием кварца и цветными минералами — биотитом, щелочными амфиболами, эгирином, эгирин-диопсидом.

Типичным примером щелочного липарита является пантеллерит о. Пантеллерия (Средиземное море), состоящий из анортотклаза ($Ab_{57} Or_{43}$) — 63%, кварца — 20%, эгирин-диопсида — 14%, энigmatита — 3%; акцессорные минералы — апатит и циркон.

Палеотипными аналогами являются кварцевые ортофиры и кварцевые кератофиры (и альбитофиры). Первые содержат во вкрапленниках ортоклаз или микроклин, вторые альбит, микропертит или анортотклаз.

Цветные минералы те же, что в щелочных липаритах. Породы имеют палеотипный облик, характеризуются фельзитовой или микрокристаллической структурой основной массы и интенсивно изменены.

Экструзивные аналоги гранитоидов отличаются от липаритов и кварцевых порфиров меньшим содержанием в них кварца и несколько большим количеством цветного компонента. В табл. 13 показаны экструзивные аналоги гранитоидов, являющихся промежуточными между гранитами и диоритами, а также гранитами и сиенитами. *Дациты*, аналоги гранодиоритов, и *липарито-дациты* иногда с трудом можно отличить в шлифах от липаритов, особенно если они имеют малое количество вкрапленников и стекловатую основную массу; текстура дацитов однородная и флюидальная (рис. 88). По минеральному составу дациты отличаются от липаритов повышенным содержанием в них плагиоклаза, который может образовывать вкрапленники и иногда присутствовать в основной массе породы. В дацитах присутствует большее количество цветных компонентов, чем в липаритах; стекло дацитов обладает показателем преломления, равным или несколько более высоким, чем у канадского бальзама. Липарито-дациты могут быть с достоверностью отличимы от липаритов лишь по химизму.

Палеотипными аналогами гранодиоритов и кварцевых диоритов являются соответственно дацитовые порфириты и кварцевые андезитовые порфириты. Первичные минералы этих пород обычно настолько интенсивно изменены во вторичные продукты, что количественные взаимоотношения между полевыми шпатами установить не удастся. Это обстоятельство дало основание Ф. Ю. Левинсону-Лессингу и другим исследователям все палеотипные аналоги гранитоидов с преобладанием плагиоклаза над щелочным полевым шпатом называть кварцевыми порфиритами и не выделять среди них отдельных разновидностей. Для обозначения палеотипных аналогов гранитов, граносиенитов и кварцевых сиенитов используются термины «липаритовый порфир», «трахилипаритовый порфир» и «кварцевый трахитовый порфир». Левинсон-Лессинг все эти разновидности называл просто кварцевыми порфиритами.

Для обозначения палеотипных пород порфирового облика постоянно применяются термины «порфиры» и «порфириты». Первые употребляются для пород, содержащих только щелочные поле-

вые шпаты, или для тех из них, в которых щелочные полевые шпаты преобладают над плагиоклазом. Аналоги пород, полевошпатовая часть которых представлена плагиоклазом или он преобладает над щелочным полевым шпатом, называют порфиритами.

Вулканокластические породы кислого состава представлены туфами, туфолавами и игнимбридами. Все они характеризуются светлой окраской и пирокластической структурой. Размер обломков варьирует в широких пределах — от мельчайших пепловых частиц, видимых лишь под микроскопом, до круп-

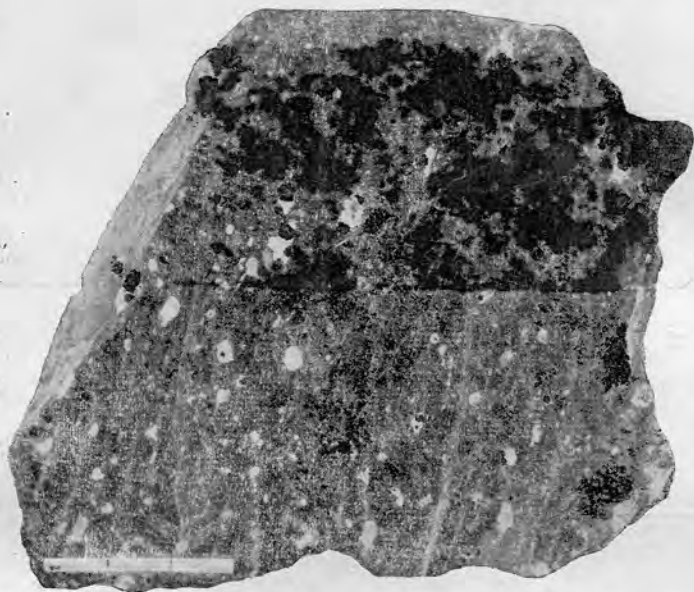


Рис. 88. Флюидальная текстура в даците; видны вкрапления плагиоклаза (Кавказ).

ных, в десятки квадратных сантиметров. Вулканические туфы кислого состава имеют обычно витрокластическую структуру, характеризующуюся наличием обломков кислого стекла и пепловых частиц. Форма обломков часто своеобразна: в виде изогнутых дужек, серповидных частиц, волосков; часть из них, очевидно, была выброшена в виде брызг из фонтанов лавы. Некоторые из туфов богаты обломками минералов и имеют типичную кристаллокластическую структуру. Среди минералов основное значение имеют кварц, щелочной полевой шпат и кислый плагиоклаз. Связующей массой туфов является мелкая пепловая пыль, нередко подвергающаяся вторичным гидрохимическим изменениям.

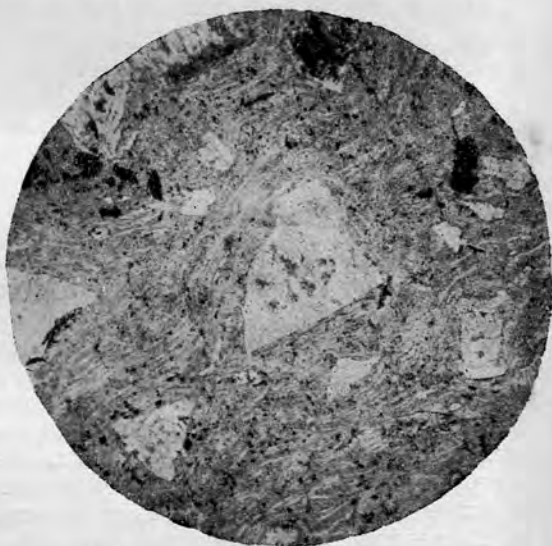
Тонкозернистые липаритовые туфы, весьма богатые аморфной кремнекислотой, известные под названием «трассов», употребляются как добавка к цементу подводных сооружений.

Широкое распространение имеют игнимбриты*, они имеют своеобразную полосчатую текстуру, благодаря которой их нередко называют фьямме (от итальянского *fiamme* — пламя), текстура



Рис. 89. Внешний вид игнимбрита Армении. Колл. А. А. Прияткина.

Рис. 90. Микроструктура игнимбрита Дальнего Востока. Видны угловатая форма обломков кварца в ортоклазе и флюидальная текстура основной массы. Колл. Г. И. Суслова.



основной массы флюидальная (рис. 89, 90). Присутствуют обломки кварца, санидина, плагиоклаза, стекла и пород обычно липаритового состава.

* Название «игнимбриты» произошло от латинских слов *ignis* — огненный и *imber* — ливень.

Игнимбриты произошли, как указывают П. Маршалл и А. Н. Заварицкий, при колоссальных вулканических извержениях лав кислого состава. При этом в вязком гранитном расплаве из-за уменьшения давления решетка расплава, устойчивая при высоком давлении, разрушается и вязкость резко снижается. Образуется огромная масса сильно дисперсного раскаленного материала, который вместе с газами образует густую взвесь. Эти продукты опускаются на землю и способны течь, как жидкий поток, и даже расплавляться в нижних частях его. Своеобразная структура игнимбритов, являющаяся промежуточной между структурой типичных туфов и обычных лав, обусловлена этим способом их образования.

§ 44. Химизм

По химическому составу граниты, гранитоиды и их экстрезивные аналоги представляют собой породы, пересыщенные кремнекислотой; ее содержание в нормальных гранитах составляет 70—73%, несколько повышаясь в лейкократовых разновидностях — аляскитах и айлитах. В плагиоклазовых гранитах содержание SiO_2 обычно снижается на 1—3%*, а в щелочных — соответствует 73—74%.

В гранитоидах количество SiO_2 соответствует 60—65%. Al_2O_3 варьирует от 14% в нормальных гранитах до 15—17% в плагиогранитах и гранитоидах. Однако нормальные граниты, несмотря на несколько пониженное содержание в них Al_2O_3 , по сравнению с плагиогранитом, в большинстве случаев оказываются породами, пересыщенными Al_2O_3 . Эта особенность отчетливо выявляется при пересчете по методу А. Н. Заварицкого; на табл. 20 (анализы 1—5, 15—17, 20, 21 и др.) видно, что все нормальные граниты, включая рапакиви, многие липариты, игнимбриты и некоторые дациты характеризуются параметром a' **.

Плагиоклазовые граниты являются породами нормального ряда; некоторые липариты пересыщены щелочами (анализы 15 и 19). Во всех гранитах суммарное содержание щелочей соответствует 7—8%, несколько повышаясь в щелочных гранитах, нордмаркитах и граносиенитах и снижаясь в кварцевых диоритах и гранодиоритах. Наблюдается резкая калиевая специализация нормальных (и некоторых щелочных) гранитов и натровая — плагиогранитов и кварцевых диоритов. Характерной особенностью всех гранитов и гранитоидов является очень низкое содержание MgO ; оно менее 1% в нормальных и щелочных гранитах и обычно менее 1,5% в плагиогранитах и гранодиоритах.

Невелико содержание CaO в нормальных и особенно щелочных гранитах и соответствующих им вулканитах (0,7—1,5%); в породах же, богатых плагиоклазом (плагиогранитах, кварцевых диоритах), его количество доходит до 3,5—5%. Суммарное содержание FeO

* Исключение представляют плагиограниты Маинской интрузии Западного Саяна, содержащие 72—75% SiO_2 [Смышляев, 1958].

** Эта особенность химизма связана с присутствием биотита и серицита.

и Fe_2O_3 в нормальных гранитах соответствует примерно 2%, повышаясь в рипакиви (до 4%), плагиогранитах и кварцевых диоритах.

Дополнительные характеристики f' , m' , a' и c' показывают, что цветные минералы гранитов всегда обогащены железом и часто содержат глинозем.

Сопоставление химических анализов интрузивных и экструзивных пород свидетельствует о том, что последние всегда несколько обогащены щелочами и в отдельных случаях даже пересыщены ими (табл. 20, анализы 15 и 19); кроме того, наблюдается постоянное, но незначительное обогащение экструзивных пород кремнеземом (наиболее отчетливо выявляющееся при сопоставлении характеристик s и Q) и пониженное содержание в них MgO . Характерной особенностью лав является иное соотношение в них $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$, по сравнению с интрузивными породами показывающее на большую степень окисления в них железа.

§ 45. Распространение и полезные ископаемые

Роль гранитов и гранитоидов в пределах земной коры очень велика, они резко доминируют над другими интрузивными породами, составляя во многих регионах более 90% площади (см. табл. 14 и 15).

Граниты развиты главным образом в подвижных областях и реже в кратогенах. Они могут формировать крупные батолитоподобные тела, размер которых исчисляется сотнями и тысячами квадратных километров. В качестве примера можно привести батолит Аляски площадью в 200 000 км². В орогенных областях встречаются три типа гранитов, отличающиеся друг от друга по времени образования, вещественному составу, контактовому воздействию на вмещающие породы, формами залегания и другими особенностями.

Первые из них образуют конформные, конкордантные тела, вытянутые вдоль направления складчатых структур (рис. 94). Породы представлены преимущественно плагиоклазовыми гранитами и кварцевыми диоритами, формирующими комплекс так называемых умеренно кислых гранитоидов. Особенностью их являются близость с составом вмещающих пород и химическая пассивность, выражающаяся прежде всего в слабом контактовом воздействии на вмещающие породы.

Нормальные граниты второго типа формируются после главного периода складчатости, являясь обычно постскладчатыми образованиями, локализованными в пределах разломов. Они образуют дисконформные и дискордантные тела («поперечные» плутоны), секущие складчатые структуры региона. Их вещественный состав отличается от пород комплекса умеренно кислых гранитоидов повышенной кислотностью, отчетливо выраженной калиевой специализацией и некоторыми другими петрохимическими особенностями. Характерна для них повышенная химическая активность, ведущая к метасоматическому изменению вмещающих пород, вплоть до их гранитизации.

Граниты поздних стадий геосинклиналильного развития формируют тела третьего типа, близкие к субвулканическим («малые интрузии»). К ним относятся лакколиты, штоки, тела кольцевого строения и дайки. Их становление происходит в гипабиссальных условиях, что обуславливает специфику их состава и строения. Нередко они имеют непосредственные переходы к эффузивам.

На ранних этапах развития древних платформ формируются массивы рапакиви (Фенноскандия, Украина). Они представляют собой тела первой величины, например, Выборгский массив занимает площадь в 18 000 км², Салминский около 3500 км², Коростенский (УССР) — 5000 км².

Выборгский массив представляет собой пластинообразное интрузивное тело, внедрившееся по границе стратиграфического несогласия между архейскими и нижнепротерозойскими породами [Великовский, 1953; Полканов, 1955]. А. А. Полканов указывает, что все известные в Фенноскандии тела рапакиви локализируются вблизи региональной флексуры, образовавшейся в эпоху хотландия — иотния. Она протягивается на расстояние 1300 км от Онежского озера в Карелии через Финляндию на территорию Швеции. Радиальная кинематика этой эпохи явилась причиной формирования флексуры и сопутствующих ей разрывов, которые и явились путями проникновения магмы в горизонты нижнего и верхнего структурного ярусов платформы.

Салминский массив, по данным Л. П. Свириденко [1966],

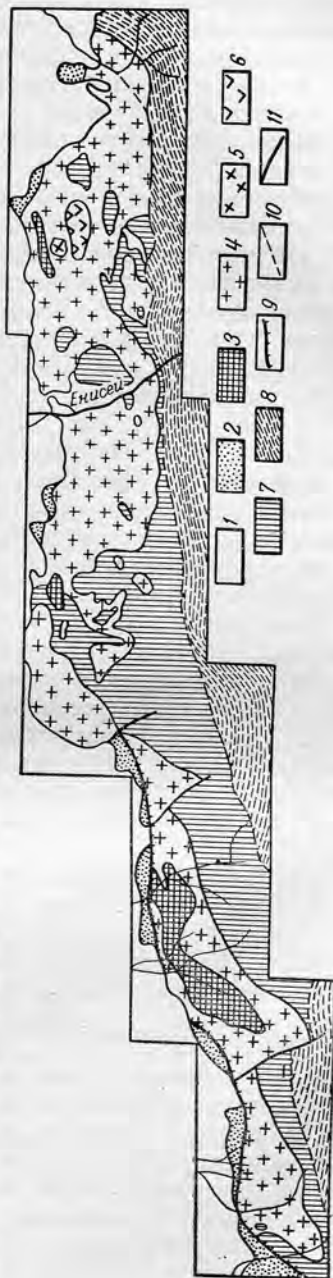


Рис. 91. Схематическая геологическая карта Маанской интрузии (по В. Н. Смышляеву, 1958).

1 — аллочтонные отложения; 2 — песчаники и альбитовые плагиограниты; 3 — габбро-диориты; 4 — гранодиориты; 5 — базальты и щелочные граниты; 6 — альбиты и щелочные граниты; 7 — деформированные и складчатые осадочные породы нижнего кембрия; 8 — метаморфические и осадочные породы нижнего кембрия; 9 — линия Северо-Саастекко интрузии; 10 — предполагаемые и 11 — прослеженные тектонически активные нарушения.

является дискордантным по отношению к структурам вмещающих пород и в главной своей части представляет собой пластинообразное интрузивное тело, слабо наклоненное на юго-запад.

В последние годы глубоким бурением установлены массивы рапакви (Лужский, Рижский и др.) к югу от предполагаемой флексуры.

Возраст гранитов крайне разнообразен, однако наибольшее развитие они имеют в докембрии.

Палеозойские граниты и гранитоиды известны в Средней Азии, на Алтае, Урале, Чехословакии и других регионах. Мезозойские и мезо-кайнозойские имеют широкое развитие на Дальнем Востоке (Чукотка, Сихотэ-Алинь и другие области), на Кавказе, в Альпах, Пиринеях, в Южной Америке (Анды).

Кислые эффузивы и вулканокласты являются продуктами деятельности вулканов центрального типа и формируются обычно в наземных условиях. Они входят в состав липаритовой формации [Кузнецов, 1964] и часто ассоциируют с излияниями андезитовых лав, сменяя их во времени (Охотский пояс, Восточное Забайкалье).

А. В. Пейве и В. М. Сеницын еще в 1950 г. выделили так называемую «порфировую» формацию наземных излияний, типичную для вторичных геосинклинальных и брахигеосинклинальных систем; экструзивные породы, входящие в нее, ассоциируют с континентальными и в меньшей степени лагунными отложениями. Состав лав и вулканокластических пород соответствует не только кислым дериватам (липариты, дациты), но и широкому развитию лав среднего и основного состава (андезиты и базальты). Липаритовая формация, таким образом, имеет значительно меньший объем. Кислые экструзивные породы распространены в мезозое и кайнозое (Дальний Восток, Армения, Закарпатье, Крым), в палеозое (Центральный Казахстан, Алтай, Средняя Азия). Палеотипные представители — кварцевые порфиры, дацитовые порфириты — в ограниченных количествах отмечаются и для докембрия (например, Южная Карелия).

В строении многих вулканических областей существенное значение имеют игнимбриты. Ими сложены обширные площади Катмайского вулканического района (Северная Америка), Новой Зеландии, Австралии, Японии. В Советском Союзе они известны среди мезо-кайнозойских лав (Дальний Восток, Приморье, Камчатка, Армения, Закарпатье) и палеозойских вулканитов Казахстана, Средней Азии и Алтая.

С гранитами и гранитоидами связаны многочисленные месторождения полезных ископаемых как рудных, так и неметаллических. Типичными являются контактово-метасоматические (включая гидротермальные) месторождения олова, вольфрама, золота, мышьяка, железа, кобальта, серебра, меди, свинца, цинка и других металлов.

Гранитные пегматиты являются источником керамического сырья, кварца, мусковита, драгоценных камней (берилл, топаз, аметист), литиевых и борсодержащих минералов.

К неметаллическим полезным ископаемым относятся также барит, флюорит (Забайкалье, Таджикистан), каолины и бокситы (Англия, Китай, СССР), являющиеся продуктом выветривания гранитов.

Липаритовые туфы (трассы) используются в цементной промышленности, месторождения их известны в Крыму, вблизи Карадага. Граниты, кварцевые порфиры, а также туфы и туфолавы применяются в качестве строительного и облицовочного материала.

§ 46. Генезис

Если магматическое происхождение кислых экстрезивных пород и субвулканических гранитов не вызывало разногласий, то вопросы

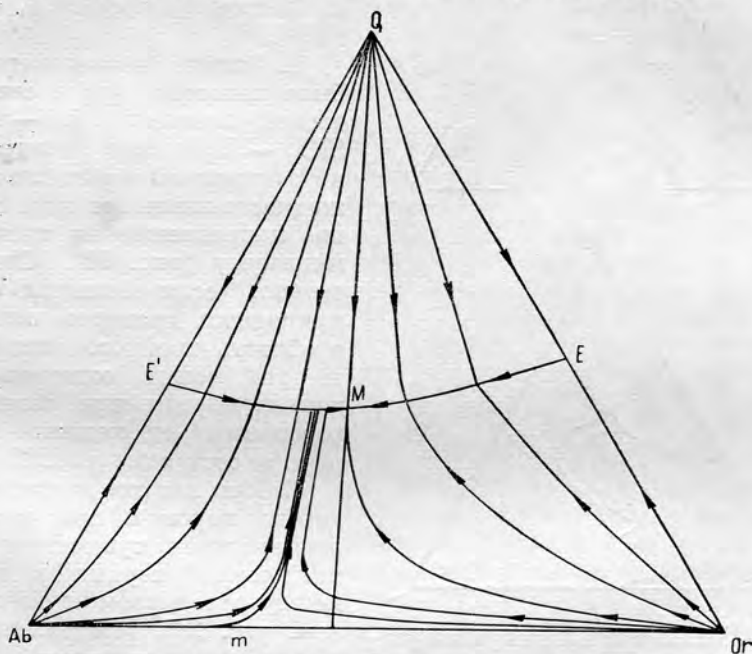


Рис. 92. Диаграмма фазового состояния в синтетической системе Qr (ортоклаз) — Ab (альбит) — SiO_2 — H_2O (по Боуэну и Таттлу, 1958); $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ кг/см}^2$.

Линии со стрелками означают пути фракционной кристаллизации; M — точка тройного минимума; m — точка минимума в двойной системе Ab—Or.

генезиса глубинных (батолитовых) формаций долгое время являлись объектом ожесточенной дискуссии.

Полевые исследования приносили, с одной стороны, доказательства магматического происхождения гранитов, а с другой — имелись факты, указывающие на их постепенные переходы к вмещающим породам; контакты такого типа, рост порфириобластов полевых шпатов, наличие темных текстур, гранобластические структуры

некоторых гранитов и другие особенности рассматривались как доказательства метасоматического происхождения гранитов [Судовиков, 1964; Рид, 1944; Рестолл, 1945; Баклунд, 1945 и др.].

Противоречивость геологических фактов и невозможность найти им универсальное объяснение вызвало необходимость экспериментального изучения фазовых взаимоотношений породобразующих минералов гранитов.

Исключительный вклад в разрешение многих спорных вопросов внесли работы Боуэна и Таттла [1950, 1951, 1952, 1958].

1. Этими исследователями было показано, что в синтетической системе $Or - Ab - SiO_2 - H_2O$ при равновесной и фракционной кристаллизации жидкости изменяют свой состав по направлению к тройному минимуму (рис. 92). Следовательно, если большая часть природных гранитов попадает в область тройного минимума, то это может означать, что данные породы при своем образовании проходили через жидкое состояние (рис. 93, а, б).

2. При низком давлении и при высоких температурах существует полная серия твердых растворов между ортоклазом и альбитом (см. рис. 21). Кристаллизация в этом случае приводит к появлению гомогенного калинатрового полевого шпата, который лишь при дальнейшем остывании может распадаться на две

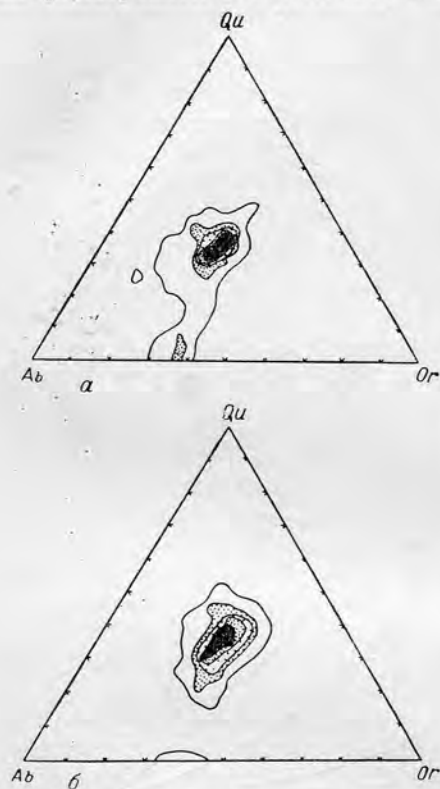


Рис. 93. Схематические диаграммы распределения нормативных альбита, ортоклаза и кварца в породах, содержащих их не менее 80%: а — 362 анализа экструзивных пород, б — 571 анализ гранитов (по Боуэну и Таттлу, 1958).

фазы — существенно натровую и калиевую. В системе альбит — ортоклаз — SiO_2 в тех же условиях пограничная линия расположена довольно высоко к вершине SiO_2 . С понижением температуры вследствие увеличения давления H_2O эта линия перемещается вниз, расширяя поле кристаллизации кремнезема. Одновременно в двойной системе альбит — ортоклаз перемещение линий ликвидус и солидус в сторону кривой сольвус приводит при давлении 3500 бар к превращению этой системы в эвтектическую.

Эти особенности кристаллизации систем, соответствующих гранитам, использованы Боуэном и Таттлом для разработки классификации лейкократовых типов пород, содержащих вышеуказанные минералы (см. § 41).

3. Установлена возможность газового переноса SiO_2 и значительная растворимость щелочей в водных растворах. Это имеет два геологических последствия. Вынос кремнезема из гранитной жидкости приведет к ее обогащению CaO , MgO , FeO , и в процессе ее кристаллизации может образоваться зона меланократовых (гранодиоритовых) пород в контакте гранитного тела.

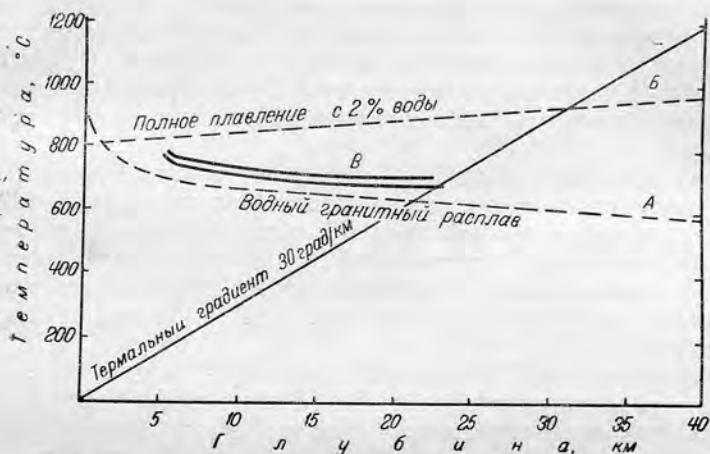


Рис. 94. Кривые плавления горных пород при различном содержании воды [Wyllie, Tuttle, 1960].

Жидкости, обогащенные щелочами, проникая во вмещающие породы, способны оказывать сильнейший метасоматический эффект и гранитизировать их.

4. В последние годы были проведены опыты по плавлению природных осадочных пород. Исследования показали, что их плавление будет осуществляться частично или полностью при температурах $620\text{--}950^\circ\text{C}$ при содержании в породах воды от 0,5 до 9%. Повышение содержания H_2O не только понижает температуры плавления, но и способствует более полному плавлению разнообразных пород. На рис. 94 в координатах температура — давление (глубина) приведены ряд кривых, отражающих плавление гранитов, аркозов, глинистых сланцев.

Кривая А показывает плавление гранитных пород в условиях насыщения водой ($\approx 9\%$). При геотермическом градиенте 30 град/км полное плавление произойдет на глубине 21 км и при температуре 635°C . При содержании в породе 2% воды плавление возможно лишь на глубине около 30 км (кривая В). Это предполагает существование

десятикилометровой зоны, в которой количество легкоплавкой гранитной жидкости может сильно варьировать. Возникшее даже небольшое количество жидкой фазы прежде всего воздействует на окружающие породы, способствуя их перекристаллизации. При благоприятных обстоятельствах расплав способен к передвижению в верхние горизонты. Однако это движение может быть лимитировано температурой расплава. В случае незначительной перегретости быстро наступает его кристаллизация. Вследствие этого в природных условиях в пределах единого массива гранитов можно наблюдать и постепенные переходы гранитных пород во вмещающие, и частично несогласные, рвущие контакты.

Аркозовые породы и глинистые сланцы имеют несколько большие температуры начала плавления, первые из-за присутствия избытка кварца, а вторые вследствие большего содержания CaO , MgO и FeO (кривая *B*). Глинистые сланцы и граувакки при плавлении (даже частичном) образуют расплав гранитового или гранодиоритового состава.

Не только присутствие H_2O понижает температуры плавления пород, этому способствует даже незначительное содержание HF , Li_2O , P_2O_5 , которые оказывают еще большее влияние на температуру плавления, чем вода. Содержание CO_2 , напротив, повышает температуру плавления, по этой причине трудно представить плавление известняков на той же глубине, где и вышеперечисленные породы.

Возникающие при плавлении гранитные жидкости являются палингенными и могут нести многочисленные следы связи с окружающими породами. Они содержат сходные тугоплавкие минералы — кордиерит, силлиманит и другие, иногда в них присутствуют неперемещенные останцы окружающих пород.

Следовательно, породы гранитового и гранодиоритового состава могут возникать при кристаллизации расплавов, образующихся при частичном или полном плавлении разнообразных пород внутри земной коры.

На ббльших глубинах может осуществляться частичное плавление базальтов, в результате чего образуется гранитоподобная жидкость. Полное плавление базальта при высоких температурах и давлениях происходит ниже уровня земной коры. При перемещении в верхние горизонты земной коры такой расплав вследствие падения давления становится перегретым и приобретает способность к ассимиляции вмещающих пород. При этом он может изменять свой состав от базальта к диоритам и гранодиоритам. Возможно получение жидкости гранитного состава и при магматической дифференциации базальта.

Метасоматические явления на контакте гранитных жидкостей и твердых пород имеют широкое развитие. Растворы, образующиеся при кристаллизации магмы, находятся в равновесии с ранее сформировавшимися твердыми фазами, и они способны интенсивно фельдшпатизировать вмещающие породы. Более того, существование тем-

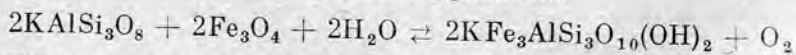
пературного градиента в пределах гранитного массива приводит к перекристаллизации ранее сформированных минералов. Этим, например, может объясняться рост порфиروبластов калиевого полевого шпата в апикальных и приконтактовых частях гранитных массивов и вмещающих породах.

5. Вопрос о генезисе рапакиви является одной из интересных проблем петрологии гранитоидных пород. Много ценного в освещении происхождения рапакиви сделано И. Седерхольмом, Б. А. Поповым, В. Ваалем, П. Эскола, А. Н. Заварицким, В. С. Соболевым, А. А. Полкановым и другими исследователями, отмечавшими магматический характер этих гранитов. С другой стороны, существует гипотеза метаморфического генезиса рапакиви, которую поддержали Баклунд и Н. Г. Судовиков. В последнее время освещение геологического строения массивов рапакиви, а также новый экспериментальный материал, полученный при изучении различных силикатов в присутствии воды при высоких температурах и давлениях, позволяет наметить контуры решения этой проблемы.

Геологически устанавливается многофазное строение крупных массивов рапакиви. Большой размер порфировидных кристаллов калинатрового полевого шпата обусловлен преобладанием K_2O над Na_2O в магме и длительным периодом кристаллизации калинатрового полевого шпата.

Боуэн и Таттл [Bowen, Tuttle, 1958] указывают, что овоидальная форма периферических частей кристаллов полевого шпата связана с возросшей вязкостью расплава в конечные этапы кристаллизации. Эти же авторы отмечают, что возникновение олигоклазовых оболочек лишь на некоторых овоидах калинатровых полевых шпатов обусловлено возросшим водным давлением в системе. Последнее настолько понижает температуры ликвидус и солидус в бинарной системе альбит — ортоклаз (см. рис. 21), что линия сольвус сначала касается кривых плавления, а затем пересекает их. Таким образом, становится возможной одновременная кристаллизация альбита и ортоклаза. В первый момент различия между этими двумя фазами незначительны и лишь с течением кристаллизации олигоклазовая кайма заметно морфологически отличается от калиевого полевого шпата какого-либо соседнего овоида.

Другим частным объяснением появления олигоклазовой каймы на овоиде калинатрового полевого шпата является предположение Л. П. Свириденко [1965] о прекращении кристаллизации полевого шпата и замене его биотитом. Это может произойти при понижении температуры ниже $750^\circ C$ и уменьшения парциального давления кислорода ниже 10^{-18} ат согласно уравнению



Ортоклаз в этих условиях неустойчив и вместо него кристаллизуется биотит, вместе с которым выпадают альбит и кварц.

ГРУППА СИЕНИТОВ — ТРАХИТОВ

§ 47. Петрографическая характеристика сиенитов

Среди сиенитов по химико-минеральному составу выделяют два типа: нормальные (или щелочноземельные) и щелочные. Сопоставление минерального состава приводится в табл. 21.

Таблица 21

Минеральный состав сиенитов

Минералы	Нормальные сиениты	Щелочные сиениты
Бесцветные	Щелочные полевые шпаты Плагиоклаз — олигоклаз — андезин	Щелочные полевые шпаты
Цветные	Амфибол, пироксен, биотит	Щелочные амфиболы, эгирин, эгирин-авгит, биотит

Нормальные сиениты

По внешнему виду нормальные сиениты представляют собой сравнительно светлые среднезернистые породы, не содержащие кварца. Окраска их зависит в основном от цвета полевого шпата, являющегося преобладающей составной частью породы. Сиениты нормального типа чаще всего имеют розоватый цвет, обусловленный наличием микроклина или ортоклаза.

Для нормальных сиенитов определяющим является совместное присутствие щелочного (существенно калиевого) полевого шпата и плагиоклаза ряда олигоклаз-андезина. Щелочной полевой шпат обычно представлен ортоклазом, микроклином, анортоклазом, пертитами. Калиевый полевой шпат количественно преобладает над плагиоклазом. В полевошпатовой части сиенитов количество плагиоклаза соответствует 20—40%.

Породы, в которых плагиоклаз ряда олигоклаз — андезина преобладает над калиевым полевым шпатом, следует называть *сиенито-диоритами* или *мангеритами*.

Цветной минерал чаще всего представлен обыкновенной роговой обманкой (сиениты Урала, окрестностей Плауэна в ГДР и др.); известны пироксеновые сиениты (диоксидовые, авгитовые), биотитовые. Оливиновые разновидности крайне редки (гортонолитовые сиениты Алая, Мариупольского массива). В нормальных сиенитах общее содержание цветных минералов равно 20—30%. По цветному компоненту выделяют следующие разновидности сиенитов: слюдяные, роговообманковые, пироксеновые.

При появлении кварца в количестве более 5% следует выделять кварцевые сиениты.

Своеобразной разновидностью сиенитов являются монцониты, или габбро-сиениты (см. § 29).

Второстепенным минералом сиенитов является кварц, увеличение содержания которого обуславливает переход к кварцевым сиенитам и граносиенитам, в некоторых разновидностях отмечен железистый оливин; акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, рудным минералом; вторичными минералами являются пелитоподобные продукты разрушения калиевых полевых шпатов, серпичит, реже соссюрит, хлорит и др.

Структура сиенитов обычно гинидиоморфная, порфировидная, монцонитовая; в породах, обладающих монцонитовой структурой, калиевый полевой шпат выделяется последним и пойкилитически включает идиоморфные кристаллы плагиоклаза и цветных минералов.

Текстуры однородные и директивные трахитоидные (например, сиениты Плауэна), реже такситовые и др.

Генетически сиениты могут быть связаны как с габбро-диоритовыми породами (через монцониты), так и с гранитами через граносиениты.

Щелочные сиениты

Бесцветной составной частью щелочных сиенитов является щелочной полевой шпат (калиевый, натровый — альбит или калинатровый — анортотлаз, пертиты, микропертиты). Калиевый полевой шпат и альбит могут присутствовать совместно или порознь. Весьма обычны в щелочных сиенитах пертиты и микропертиты, а также альбитизированные ортоклаз и микроклин.

Цветными минералами обычно являются эгирин, эгирин-авгит, эгирин-диопсид, а также щелочные амфиболы ряда арфведсонит — рибекита, баркевикит, гастингсит и др. Слюда в щелочных сиенитах представлена биотитом и лепидомеланом.

Второстепенными минералами щелочных сиенитов чаще всего являются фельдшпатоиды. В некоторых разновидностях наблюдается кварц, при увеличении содержания которого возникают породы, промежуточные между щелочными сиенитами и щелочными гранитами; к ним относятся, например, нордмаркиты, представляющие собой богатые микропертитом (83%) кварцевые щелочные сиениты, описанные Брёггером из Нордмарка в Норвегии; содержание кварца в нордмаркитах равно 7%. Цветные минералы представлены эгирином-авгитом, арфведсонитом, биотитом.

Щелочные сиениты, связанные с фельдшпатоидными сиенитами, содержат обычно в качестве примеси нефелин, содалит и канкринит. Такие щелочные сиениты развиты в Сибири (окрестности г. Минусинска), на Урале (Ильмены), на Кольском полуострове, в Норвегии и т. д. Наиболее известны следующие разновидности щелочных сиенитов: лаурвикиты — анортотлазовые щелочные сиениты Норвегии; умптекиты — арфведсонитовые щелочные сиениты Хибин; пуласкиты — щелочные сиениты, содержащие баркевикит, эгирин-диоп-

сид, биотит и в качестве несущественной части нефелин. Акцессорные минералы щелочных сиенитов представлены сфеном, цирконом, магнетитом, ортитом, наиболее типичным из них является сфен.

§ 48. Гипабиссальные, дайковые и экструзивные разновидности

Гипабиссальные породы представлены *мелкозернистыми сиенитами и сиенит-порфирами*. Характерной их особенностью наряду со спецификой структуры и текстуры является присутствие высокотемпературных модификаций полевых шпатов, например анорто-

Рис. 95. Микроструктура сиенит-порфира. Виден крупный сдвойникованный вкрапленник ортоклаза и более мелкие вкрапленники плагиоклаза. Увел. 27, николи +. Колл. А. А. Прияткина.



клаза. Типичными породами гипабиссальных интрузий являются некоторые бештауниты окрестностей Пятигорска на Кавказе.

К асхистовым дайковым породам, связанным с сиенитами и щелочными сиенитами, относятся *сиенит-порфиры* (рис. 95), *микросиениты* (нормальные и щелочные).

Лейкократовыми диасхистовыми породами являются сиенит-аплиты нормального ряда и щелочные. В первых наряду со щелочным полевым шпатом присутствует кислый или средний плагиоклаз, во вторых плагиоклаз отсутствует. В качестве второстепенных минералов можно отметить кварц, фельдшпатоиды, цветные минералы. Типичным примером щелочных сиенит-аплитов являются бостониты и бостонит-порфиры. Бостониты обладают своеобразной структурой, обусловленной идиоморфизмом полевых шпатов, такие структуры жильных пород получили название «бостонитовых».

К лампрофировым жильным породам относят минетту и вогезиты. Бесцветной составной частью в них является ортоклаз, резко преобладающий над плагиоклазом. Цветным минералом в минетте является биотит, в вогезитах — амфибол или авгит. В щелочных

минетах и вогезитах присутствуют щелочные пироксены и амфиболы.

Пегматиты сиенитов и щелочных сиенитов развиты незначительно, они отличаются крупнозернистой структурой и состоят из кристаллов полевых шпатов и цветных минералов. Состав их зависит от того, с какими породами связаны сиениты; так, пегматиты щелочных сиенитов, связанных с нефелиновыми сиенитами, могут содержать нефелин, эгирин, арфведсонит, эвдиалит и др. (Хибинь).

Экструзивными аналогами сиенитов являются *трахиты* и *трахитовые порфиры*.



Рис. 96. Микроструктура трахита. Увел. 27, без анализатора.

Трахиты представляют собой кайнотипные породы, содержащие часто вкрапленники санидина и среднего плагиоклаза (рис. 96). Основная масса трахитов имеет обычно трахитовую, реже андезитовую (гиалопилитовую) структуру. Микролиты основной массы представлены санидином, плагиоклазом (ряда олигоклаз — андезина) и небольшим количеством цветных минералов. Цветные минералы как основной массы, так и вкрапленников те же, что и в сиенитах.

Трахитовые порфиры являются палеотипными породами. Обычно они имеют порфировую структуру и содержат вкрапленники ортоклаза (или калиевого и калинатрового полевого шпата), преобладающие над другими минералами, а также плагиоклаз, обычно сильно измененный во вторичные продукты. Структура основной массы ортофирная, фельзитовая, микрокристаллическая; вулканическое стекло, которое может присутствовать в трахитах, девитрофицировано. Фемические минералы вкрапленников и основной массы те же, что и в сиенитах.

Экструзивными аналогами щелочных сиенитов являются щелочные трахиты и щелочные трахитовые порфиры.

Щелочные трахиты отличаются от нормальных трахитов отсутствием в них плагиоклаза и типом цветных минералов; последние обычно щелочные или полущелочные — эгирин, эгирин-авгит, а также щелочные амфиболы и биотит.

Среди палеотипных аналогов щелочных сиенитов выделяют следующие: а) ортофиры, представляющие собой разновидности щелочных порфиров, в которых присутствует только калиевый полевой шпат — обычно ортоклаз, и б) кератофиры или альбитофиры, в которых полевой шпат представлен преимущественно альбитом с варьирующим содержанием микропертита или анортоклаза. Характерной является генетическая связь кератофиров со спилитами и пикритами.

§ 49. Химизм

По химическому составу породы рассматриваемой группы характеризуются довольно постоянным содержанием кремнекислоты, около 60% и относятся к средним породам (см. табл. 21). Шэнд рассматривает их как типичные насыщенные кремнекислотой породы. Количество Al_2O_3 соответствует 16—18%. Все разновидности семейства сиенитов (кроме кератофиров) относятся к породам нормального ряда. Содержание щелочей в нормальных сиенитах около 10, а в щелочных — 11,3%, параметр a соответственно равен 14,7 и 20,5. Щелочные сиениты и щелочные трахиты также значительно беднее MgO (в 3,5—4 раза), CaO и несколько менее железисты по сравнению с нормальными. Монцониты обеднены SiO_2 и обогащены CaO и MgO .

Нордмаркиты (анализ 5) отличаются от щелочных сиенитов повышенным содержанием SiO_2 (на 2,5%) и меньшим количеством CaO , MgO и отношением $FeO : Fe_2O_3$; эта особенность четко выражается в величине параметра b , равного в нордмаркитах 5,9, в щелочных сиенитах 8, а в нормальных сиенитах 12—13. В цветных минералах всех разновидностей (кроме монцонитов) преобладает железо; параметр f' обычно соответствует 50—60.

Трахиты и щелочные трахиты отличаются от соответствующих им интрузивных представителей повышенной щелочностью; отношение $a : c$ в сиенитах равно 4,0 и 2,8, а в трахитах — 6,4 и 7,4; увеличение $a : c$ и параметра a еще более отчетливо видно при сравнении щелочных трахитов и щелочных сиенитов. Взаимоотношение между окисным и закисным железом аналогично таковому для кислых лав (табл. 22).

§ 50. Распространение и полезные ископаемые

Группа сиенитов — трахитов имеет сравнительно с группой гранита и габбро-базальта небольшое распространение. По данным В. А. Заварицкого [1961], на долю пород этого семейства прихо-

Химический состав сиенитов — трахитов, %

Оксиды	Сиениты		Щелочные сиениты		Нордмаркит	Монзонит	Трахиты		Щелочной трахит	Кератофир
	1	2	3	4			7	8		
SiO ₂	58,65	58,62	61,86	62,00	64,36	55,36	60,68	58,31	62,63	61,51
TiO ₂	0,86	0,87	0,58	0,57	0,45	1,12	0,38	0,66	0,62	0,45
Al ₂ O ₃	16,38	18,02	16,91	17,44	16,81	16,58	17,74	18,05	17,06	17,37
Fe ₂ O ₃	3,65	1,12	2,32	2,06	1,08	2,57	2,64	2,54	3,01	1,92
FeO	3,09	5,91	2,63	2,68	2,71	4,58	2,62	2,02	1,98	3,35
MnO	0,15	0,16	0,11	0,12	0,15	0,13	0,06	0,14	0,13	0,01
MgO	3,06	1,55	0,96	0,91	0,72	6,67	1,12	2,07	0,63	1,26
CaO	4,45	5,62	2,54	2,26	1,55	6,76	3,09	4,25	1,51	1,08
Na ₂ O	3,48	4,19	5,46	5,86	5,76	3,51	4,43	3,85	6,26	5,23
K ₂ O	4,79	3,43	5,91	5,17	5,62	4,68	5,74	7,38	5,37	5,29
P ₂ O ₅	0,31	—	0,19	0,76	0,09	0,44	0,24	0,20	0,09	0,08
H ₂ O	1,13	1,26	0,53	0,70	0,70	0,60	1,26	0,53	0,71	2,45
Сумма	100,00	100,75	100,00	100,93	100,00	103,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Числовые характеристики по А. Н. Заваричкому

<i>s</i>	68,2	68,8	70,3	70,9	72,7	61,5	70,8	67,7	71,1	70,9
<i>a</i>	14,8	14,5	20,6	20,4	20,6	13,8	18,6	19,3	21,4	19,2
<i>c</i>	3,7	5,1	0,9	1,4	0,8	3,7	2,9	2,6	0,7	1,4
<i>b</i>	13,3	11,6	8,2	7,3	5,9	21,4	7,7	10,4	6,8	8,5
<i>Q</i>	+3,1	+3,5	-1,5	-0,4	+3,4	-9,1	+1,5	-5,8	-1,3	+2,0
<i>m'</i>	39,4	24,1	20,7	21,5	20,4	50,8	25,3	34,7	15,9	25,2
<i>f'</i>	47,1	59,6	53,7	60,7	61,4	29,7	62,1	40,6	67,3	56,9
<i>c'</i>	13,5	16,3	25,6	17,8	18,2	19,5	12,6	24,7	16,8	<i>a'</i> -17,9
<i>t</i>	1,1	1,1	0,8	0,8	0,5	1,5	0,5	0,8	0,8	0,5
<i>n</i>	52,3	65,4	58,6	63,3	60,8	52,8	52,7	43,6	63,0	60,0
<i>a : c</i>	4,0	2,8	22,9	14,7	25,8	3,7	6,4	7,4	30,6	13,9

Примечание. 1 — сиенит [Daly, 1933]; 2 — сиенит, Приморье, Приханкойский район [Руб, 1960]; 3 — щелочной сиенит [Daly, 1933] 4 — щелочной сиенит [Nockolds, 1954]; 5 — нордмаркит [Daly, 1933]; 6 — щелочной сиенит [Nockolds, 1954]; 7 — трахит [Daly, 1933]; 8 — трахит [Nockolds, 1954]; 9 — щелочной трахит [Daly, 1933]; 10 — кератофир [Daly, 1933].

В таблице приведен средний (кроме анализов 2 и 9) химический состав пород.

дится всего 0,6% всей площади распространения изверженных пород. Они не имеют самостоятельного развития и всегда генетически связаны с другими породами. Сиениты входят в состав габбро-сиенит-монзонитовой формации, приуроченной к стабильным участкам земной коры (геоантиклинальные структуры, срединные массивы и др.); размещение тел контролируется трещинной тектоникой.

Нередко прослеживается непосредственная генетическая связь с породами эффузивной трахиандезитовой формации (Казахстан,

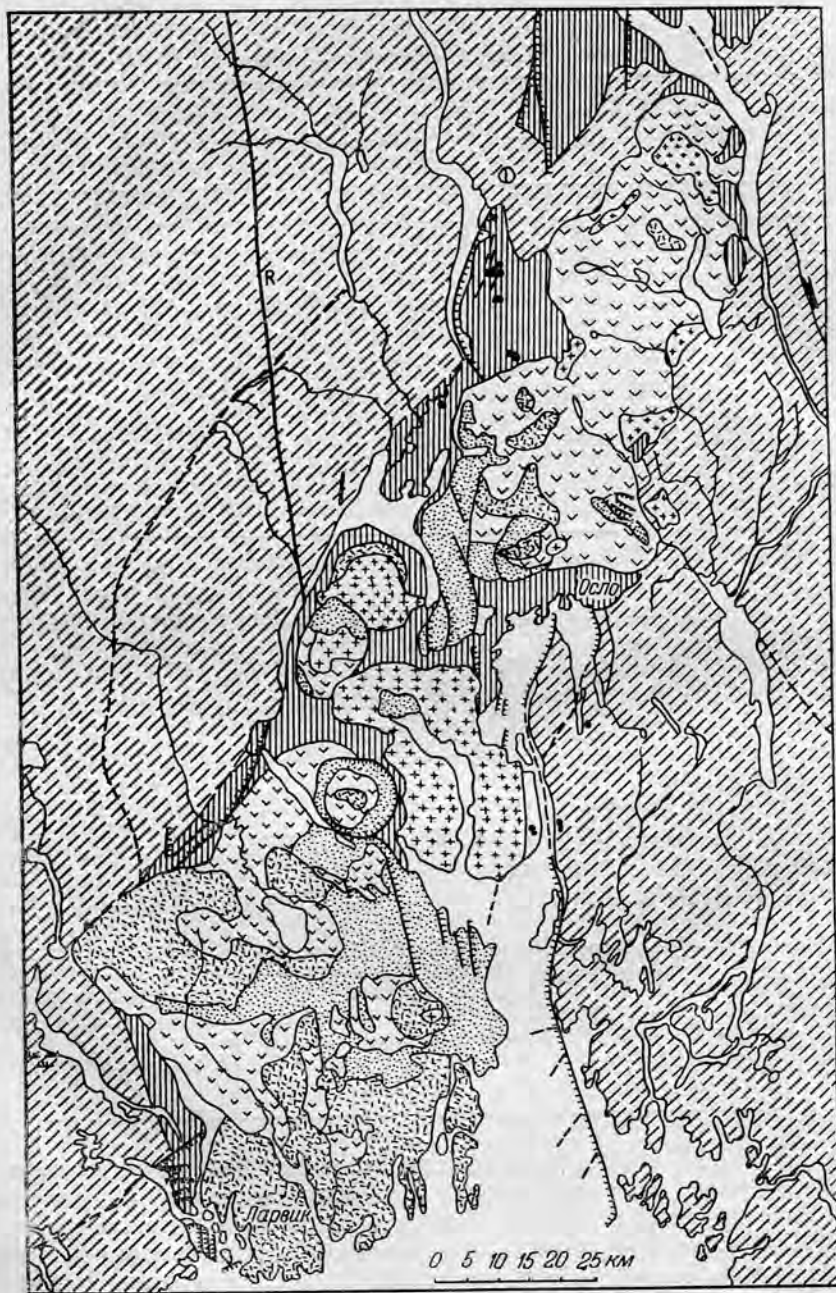


Рис. 97. Схематизированная геологическая карта грабена Осло и прилегающих районов (по Хольдеталу).

1 — граница грабена Осло; 2 — дайки ромбен-порфиров; 3 — граниты, кварцевые порфиры и аплиты; 4 — акериты, нордмаркиты и мелкозернистые сиениты; 5 — акериты-лардалиты, ларвикиты; 6 — асесситы; 7 — аффузины; 8 — осадочные породы нижнего и среднего палеозоя; 9 — породы древнего фундамента.

Кавказ, район Колорадо). Так, например, в Восточном Казахстане семейтавский магматический комплекс мезозойского возраста представлен трахиандезитовыми лавами (начальные члены комплекса), гипабиссальными анортоклазовыми сиенитами, кварцевыми трахитами и трахилипаритами; заключительными членами ряда являются мелкие интрузии гранитов и щелочных гранит-порфиров. Породы комплекса характеризуются общими петрохимическими и минералогическими особенностями, повышенной железистостью, богатством калия. В минеральном составе важную роль играют калиевый анортоклаз и кварц, находящиеся в равновесии с фаялитом, авгитом, железистым биотитом [Монич, 1957].

Габбро-сиенит-монцитонитовые формации известны на Кавказе, Урале, Красноярском крае (интрузивы Сатар, Бесь, Буровский), Восточном Саяне, на Кольском полуострове, в Норвегии. Рис. 97 показывает количественные взаимоотношения между породами, развитыми в щелочной провинции Южной Норвегии. Эффузивы и вулканокласты трахитового ряда распространены также в области Африканского грабена, на островах Тихого океана и в других регионах. Часта их ассоциация с андезитовыми и базальтовыми лавами.

С габбро-сиенит-монцитонитовой формацией генетически связаны контактово-метасоматические месторождения магнетита (Урал, Швеция — месторождение Кирунаваара), а также медные, серебро-свинцово-цинковые, золотые, молибденовые месторождения (Урал, Кавказ, Северная Америка — Квебек, Онтарио и др.).

§ 51. Генезис

Породы группы сиенитов — трахитов являются интересными показателями определенной стадии эволюции родоначальных магм.

Фигуративные точки сиенитовых и трахитовых пород, построенные по их нормативным составам, концентрируются в пределах диаграммы нефелин — кальсилит — кремнезем, у линии альбит — ортоклаз (см. рис. 23), разделяющей недосыщенные и пересыщенные кремнеземом породы. Если считать исходными магмами значительно более мафические жидкости, то, достраивая четвертую вершину (темноцветный компонент), можно предположить, что кристаллизация, начавшись с этого последнего, будет достигать лейкократовых составов. При этом остаточная жидкость может содержать либо незначительное количество нефелина, либо кварца и лишь в частном случае не содержать ни того, ни другого (в нормальных сиенитах).

Природные геологические ассоциации нередко устанавливают тесную связь сиенитов, а также кварцевых и нефелинсодержащих сиенитов с основными породами; например, пуласкиты и нордмаркиты в районе Осло (см. рис. 97) генетически тесно связаны с габброидными породами. Кызырский комплекс Восточного Саяна также имеет в своем составе габбро (первая фаза формирования) и сиениты. Направление эволюции исходной магмы в сторону кварцсодержащих или нефелинсодержащих пород в первую очередь определяется

особенностями валового состава жидкости. Такое направление может дополнительно контролироваться и рядом других причин, в частности, влиянием процесса окисления. Так, в случае интенсивного окисления из магмы на ранних стадиях может кристаллизоваться магнетит вместо силикатных железосодержащих фаз, и это приведет к обогащению остаточной жидкости кремнеземом.

Массивы сиенитов могут пространственно не быть связанными с основными породами. Сиенитовая магма, возможно, может возникать как продукт частичного плавления базальтов слегка повышенной щелочности. В этом случае магма, возникающая при частичном плавлении, содержит, по-видимому, больше летучих компонентов и обладает более высокой реакционной способностью. Возникшие таким образом сиениты можно отнести к субсольвус-сиенитам, с ними связана фенитизация вмещающих пород. Сиениты нормального типа обычно содержат микро- или криптопертитовый полевой шпат, что указывает на низкое содержание в них воды и формирование в сухих условиях. Эти сиениты могут быть отнесены к типу гиперсольвус. Они встречаются и в верхних структурных зонах относительно молодых складчатых сооружений, и в районах распространения докембрийских областей в составе чарнокитовых формаций. Возможно, что при образовании самостоятельных сиенитовых магм существовали условия, близкие к условиям формирования формации чарнокитов.

Глава VIII. ЩЕЛОЧНЫЕ ФЕЛЬДШПАТОИДНЫЕ ПОРОДЫ

§ 52. Принципы разделения

Щелочные породы распространены в пределах земной коры незначительно, но они имеют уникальный минеральный состав и такое большое число разновидностей, что по бытующему выражению «обилие названий внушает страх». Некоторые из субщелочных и щелочных пород уже упоминались, например, щелочные граниты и щелочные сиениты. Ниже рассматриваются щелочные породы, недосыщенные кремнеземом и содержащие в своем составе фельдшпатоиды.

По минеральному составу породы, содержащие фельдшпатоиды, разделяют на три группы:

1. Группа фельдшпатоидных сиенитов, в которых существенными бесцветными минералами являются щелочной полевой шпат и фельдшпатоид.

2. Группа бесполевошпатовых фельдшпатоидных пород, в них бесцветными минералами являются только фельдшпатоиды.

3. Группа фельдшпатоидных (щелочных) габброидов, в этой группе имеются две разновидности: а) подгруппа тералита, или нефелинового габбро, существенный составной частью этой породы являются нефелин (или другой фельдшпатоид) и основной плагиоклаз, иногда может присутствовать щелочной полевой шпат; б) под-

группа эссексита, главными минералами эссекситов являются основной плагиоклаз, щелочной полевои шпат и фельдшпатоид. Эссексит отличается от тералита меньшим содержанием в нем фельдшпатоида и большим щелочного полевого шпата.

Цветные минералы в первой группе щелочные, во второй — щелочные или щелочноземельные (титан-авгит), в группе щелочных габброидов обычно щелочноземельные — авгит, титан-авгит, диоксид, оливин и др.

Дальнейшее подразделение щелочных пород производится по типу фельдшпатоидов, цветным минералам, количественным соотношениям силикатных и феррических компонентов и особенностям структур.

Экструзивные породы, содержащие в своем составе фельдшпатоиды, имеют сравнительно малое распространение на территории СССР. По своему химико-минеральному составу они иногда довольно сильно отличаются от интрузивных пород или даже совсем не имеют среди них подобных, и считать их экструзивными «аналогами» можно лишь условно. Кроме того, в терминологии экструзивных пород, содержащих фельдшпатоиды, имеется много противоречий. Так, например, термины «фельдшпатоидные базаниты» и «фельдшпатоидные базальты» одни исследователи [Заварицкий, 1955; Tröger, 1935 и др.] употребляли соответственно для обозначения оливинсодержащих экструзивных аналогов фельдшпатоидных габброидов и бесполовошпатовых фельдшпатоидных пород; другие авторы [Левинсон-Лессинг, 1937] используют эти названия в противоположном значении. Наиболее целесообразно поэтому оливинсодержащие экструзивные аналоги бесполовошпатовых фельдшпатоидных пород

Таблица 23

Разделение щелочных фельдшпатоидных пород по типу лейкократовых минералов

Тип пород	Щелочные полевые шпаты + фельдшпатоиды	Фельдшпатоиды	Щелочные полевые шпаты + основной плагиоклаз + фельдшпатоиды
Интрузивные	Фельдшпатоидные сиениты	Бесполовошпатовые фельдшпатоидные породы (йолит-уртиты, италиты и др.)	Фельдшпатоидные габброиды (тералиты, эссекситы)
Экструзивные	Фонолиты	Нефелиниты, лейцититы, позеанититы Оливиновые нефелиниты и лейцититы	Тефриты, тефрито-базальты Оливиновые тефриты и тефрито-базальты
	Туфы и туфолавы фонолитов, тефритов и др.		

называть оливиновыми нефелинитами, оливиновыми лейцититами, а фельдшпатоидных габброидов — оливиновыми тералитами и оливиновыми тефрито-базальтами.

В табл. 23 приводится схематическое разделение фельдшпатоидных пород на группы по минеральному составу.

Ниже дается петрографическая характеристика фельдшпатоидных сиенитов, бесполовшпатовых фельдшпатоидных пород, фельдшпатоидных габброидов и их гипабиссальных и экструзивных представителей. Вследствие комагматичности этих образований и их обычного развития в пределах одного интрузивного тела (или магматического комплекса) вопросы геологического распространения, полезные ископаемые и химизм рассматриваются для них совместно.

ГРУППА ФЕЛЬДШПАТОИДНЫХ СИЕНИТОВ

§ 53. Петрографическая характеристика

В минеральном отношении для фельдшпатоидных сиенитов определяющим является совместное нахождение фельдшпатоидов и щелочного полевого шпата.

Щелочной полевой шпат может быть представлен следующими парагенетическими ассоциациями: 1) санидином или анортотклазом (для высокотемпературных субвулканических пород); 2) ортоклаз-микропертитом (для гипабиссальных, относительно высокотемпературных нефелиновых сиенитов); 3) микроклином в сочетании с самостоятельными зернами альбита (для низкотемпературных интрузивных пород, автотаморфизованных нефелиновых сиенитов и пород метасоматического генезиса).

Нефелин как главный фельдшпатоидный минерал отличается химизмом в породах этих трех групп. В первой он имеет высокое отношение натрия к калию и наибольшее количество избыточной кремнекислоты ($\approx 9\%$). В третьей отношении натрия к калию наименьшее и имеется незначительное количество свободной SiO_2 (2,5—3%). Нефелин второй группы занимает промежуточное положение.

Анальцит также распространен в фельдшпатоидных сиенитах; этот минерал может быть эквивалентом нефелина, если формирование пород происходит при высоких водных давлениях и относительно низких температурах ($\approx 500^\circ \text{C}$). Однако нередко анальцит является постериорным минералом. Псевдолейцит (смесь нефелина и полевого шпата) в большинстве случаев является продуктом распада твердого раствора лейцита в магматическую или постмагматическую стадию (рис. 98), встречается в фельдшпатоидных породах с повышенным содержанием K_2O .

Для некоторых пород характерен мелилит, присутствующий нередко совместно с нефелином.

Цветные минералы в фельдшпатоидных сиенитах представлены щелочными амфиболами (арфведсонитом, гастингситом, катафоритом)

и щелочными пироксенами — эгирин-авгитом, эгирин-диопсидом; перечисленные минералы, по-видимому, характерны для высокотемпературных по генезису пород. В более низкотемпературную (и даже в постмагматическую) стадию образуются слюды, богатые железом, амфибол типа рибекита и чистый эгирин.

Характерной особенностью минерального состава фельдшпатоидных сиенитов является присутствие в них цирконосиликатов (циркон, эвдиалит, эвколит, астрофиллит), титаносиликатов (сфен, лампрофиллит, меланит, перовскит), минералов, содержащих F, P_2O_5 , CO_2

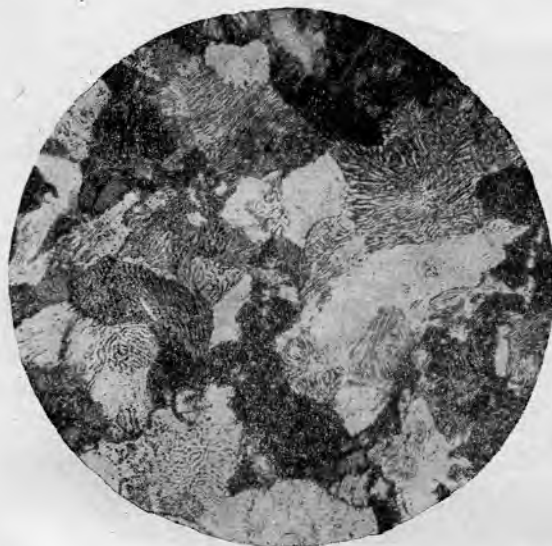


Рис. 98. Псевдолейцитовая порода (Северо-Байкальское нагорье). Видна дактилоскопическая структура, обусловленная срастанием нефелина и калиевого полевого шпата. Увел. 15, николи \perp . Колл. Г. Бирюлькина.

(канкринит, кальцит, апатит, флюорит), а также минералов, содержащих редкие земли (ринколит, лопарит, перовскит, монзандрит и др.).

Вторичными минералами (частью постериорными) являются серицит, цеолиты, канкринит, содалит, слюдистые минералы (либнерит). Изменение нефелина в полупрозрачный пелитоподобный агрегат, состоящий из слюды, гидратов окиси алюминия и других минералов, получило название шпреуштейнизации.

Процессы постмагматического изменения нефелиновых сиенитов выражаются не только в разрушении старых минеральных видов и создании новых; одно из существенных вторичных преобразований в этих породах заключается во взаимном обмене щелочами между нефелином и полевым шпатом. В процессе гидротермального изменения (даже без существенного привноса) часть натрия нефелина освобождается и идет на построение альбита, так что суммарный состав полевого шпата становится богаче альбитом, а нефелин обогащается кальсилитовой молекулой (см. рис. 23). Возможно, что по этой причине в нефелиновых сиенитах наблюдается интенсивная

альбитизация калиевых полевых шпатов. Возникающий альбит образует неправильные пятна и каймы, морфологически отличимые от альбита пертитовых вросков.

Для фельдшпатоидных сиенитов характерным является крайнее непостоянство структурных и текстурных особенностей даже в пределах одного штуфа. Часто встречаются такситовые, директивные текстуры — полосатые (см. рис. 52), трахитоидные (рис. 99) и линейные — реже развиты однородные текстуры. Фельдшпатоидные сиениты часто крупнозернисты. Структуры обычно гипидиоморфные



Рис. 99. Трахитоидный левцитит Ловозера.

с агпаитовой схемой кристаллизации, которая обусловлена более ранним выделением бесцветных минералов по отношению к цветным — эгирину, арфведсониту и др. (см. рис. 36).

Известны фельдшпатоидные сиениты с порфиоровидной, панидиоморфной, пойкилитовой структурами. Встречаются пегматоидные разновидности, обусловленные закономерными срастаниями полевого шпата с нефелином и реже графическими срастаниями других минералов (рис. 100).

Количественные соотношения между главными минералами фельдшпатоидных пород варьируют в широких пределах, обуславливая необходимость выделения переходных разновидностей. Так, например, промежуточное положение между нефелиновыми сиенитами и ийолит-уртитами занимают малиньиты и ювиты. Они содержат по сравнению с нефелиновыми сиенитами меньше полевого шпата и больше нефелина. Ювиты являются по сравнению с малиньитами более лейкократовыми; количество цветного минерала в них не пре-

вышает 30%. Ювиты и малиньиты входят в комплекс щелочных пород Хибин и Ловозера, а также в состав пород других интрузивных тел, сложенных фельдшпатоидными сиенитами и ийолит-уртитам. На основании количественных соотношений между породообразующими минералами была составлена диаграмма (рис. 101) нефелиновых пород, позволяющая просто и наглядно судить об их составе [Елисеев, 1957].

Из рисунка видно, что нефелиновые сиениты занимают поле в правой части диаграммы и представляют собой породы, в которых преобладающим минералом является щелочной полевои шпат.

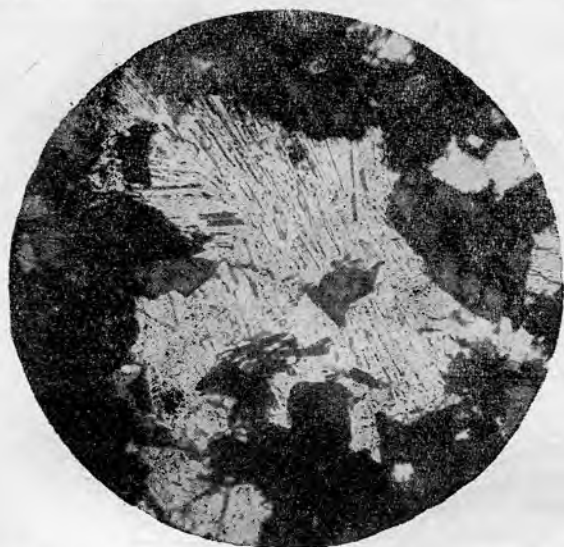


Рис. 100. Закономерные сращения нефелина и полевои шпата в фойяите Хибин. Увел. 40, николи +.

Уртит-ийолит-мельтейгиты расположены вдоль левой стороны треугольника и могут содержать лишь до 5% полевои шпата. По мере увеличения в них количества полевои шпата выделяют полевошпатовые уртиты — ийолиты, мельтейгиты и ряд ювит-малиньитовых пород. Несколько неудачно положение щелочных габброидов, так как их существенной частью является основной плагиоклаз и, кроме того, многие тералиты содержат не более 25—30% темноцветной части, представленной титанистым авгитом.

Среди нефелиновых сиенитов выделяют большое количество разновидностей; краткая характеристика главнейших из них приводится ниже.

Фойяиты * представляют собой сравнительно лейкократовые нефелиновые сиениты, состоящие из нефелина (20—25%) и преобладающего калиевои полевои шпата (55—57%); цветной минерал

* Этот термин первоначально предлагали использовать как общее название нефелиновых сиенитов [Заварицкий, 1955]. В настоящее время термин мало употребляется.

представлен эгирином, щелочным амфиболом ($\approx 10-15\%$), структура гипидиоморфнозернистая. Порода часто имеет трахитоидную текстуру.

Хибиниты характеризуются крупнозернистой структурой и представляют собой зеленовато-серые породы, состоящие из вытянутых лейстовидных кристаллов щелочного полевого шпата (около 30—40%), прямоугольных зерен нефелина (30—40%) и цветного минерала (преимущественно эгирина и щелочного амфибола ряда арфведсонита);

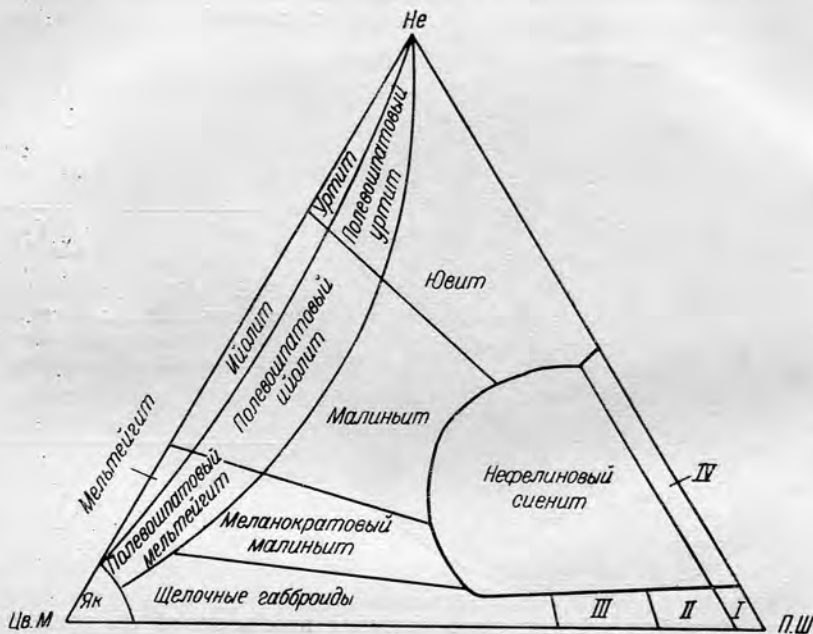


Рис. 101. Диаграмма состава нефелиновых пород (по Л. Б. Антонову, М. Д. Дорфман, Н. А. Елисееву, И. В. Сумину и М. П. Фивегу).

I — лейкоократовый нефелинсодержащий сиенит; *II* — мезократовый нефелинсодержащий сиенит; *III* — меланоократовый нефелинсодержащий сиенит; *IV* — лейкоократовый нефелиновый сиенит; Як — якупирангит.

содержание цветного минерала 15—20%. Существенной составной частью хибинита является эвдиалит, резко выделяющийся на общем фоне породы красноватой окраской.

Рисчорриты выделены впервые в 1932 г. Б. М. Куплетским в составе нефелиновых сиенитов Хибинской интрузии. Их отличительной особенностью является своеобразная пойкилитовая структура, обусловленная наличием идиоморфных кристаллов нефелина, пойкилитически включенных в крупные (до нескольких сантиметров в диаметре) индивиды полевого шпата (см. рис. 40), цветной минерал представлен слюдой или эгирином. По внешнему виду это относительно светлая порода желтовато-серого или зеленовато-серого цвета.

Луавриты — сравнительно темные зеленовато-черные породы, отличающиеся резко выраженной трахитоидной текстурой. Иногда в луавритах видна плейчатость, обусловленная изгибом слоев течения (рис. 102). Минеральный состав характеризуется повышенным содержанием нефелина (до 50%) и цветных минералов ($\approx 25\%$).

Во всех перечисленных типах нефелиновых сиенитов чаще всего присутствует малоупорядоченный калинатровый полевой шпат — анортотлаз, ортоклаз — крипто- и микропертитового строения, иногда интенсивно альбитизированный.

Несколько иными особенностями обладают миаскит и мариуполит.



Рис. 102. Плейчатый луаврит Ловозера.

Миаскит содержит около 20% нефелина, а полевой шпат представлен низким ортоклазом, микроклином и альбитом. Темноцветный минерал — главным образом бурый лепидомелан, но встречается и щелочной амфибол. Текстура породы гнейсовидная.

Мариуполиты содержат наряду с нефелином ($\approx 25\%$) альбит. Темноцветный минерал — низкотемпературный эгирин. Эти две разновидности были закристаллизованы или перекристаллизованы при относительно низких температурах.

Среди фельдшпатоидных сиенитов меньшее развитие имеют канкринитовые, содалитовые и анальцимовые разновидности.

Канкринитовые сиениты представляют собой сравнительно лейкократовые породы, состоящие из микроклин-пертита, альбита, канкринита и варьирующего количества цветных минералов; последние представлены эгирином, эгирин-диопсидом, биотитом. Наряду с канкринитом могут присутствовать нефелин, содалит, анальцим. Особенности морфологии канкринита указывают на его формирование в постмагматическую стадию (например, в канкринитовых сиенитах

Озерной Вараки на Кольском полуострове). Второстепенные минералы: сфен, пирохлор, циркон, магнетит и др.

Содалитовые и анальцимовые сиениты являются еще более редкими породами. Характерен внешний вид некоторых разновидностей этих пород благодаря синей окраске содалита (Средняя Азия), канкринит, также присутствующий в них, имеет желтую окраску. Полевые шпаты представлены микроклином и альбитом, а иногда анортотоклазом (Чехословакия). Цветные и акцессорные минералы аналогичны отмеченным для канкринитовых сиенитов. В Ишимском щелочном массиве Казахстана анальцимовые сиениты содержат преимущественно щелочной амфибол и меньше полевого шпата по сравнению с другими типами нефелиновых сиенитов. Типичным минералом, часто приобретающим значение существенной части, является лопарит, он выделяется в виде непрозрачных в шлифе кристаллов, квадратных очертаний, образующих двойники.

Наряду с перечисленными выше названиями разновидностей нефелиновых сиенитов имеется большое количество других терминов, объяснение которых дается в специальных петрографических справочниках и словарях [Tröger, 1935; Заварицкий, 1955; Геологический словарь, т. I и II, 1955; Петрографический словарь, 1932, 1963]. К ним относятся, например, дитроиты, лаурдалиты, сайбариты, берешиты и др. Все эти термины даются преимущественно по географическим названиям.

Особую подгруппу в составе фельдшпатоидных сиенитов составляют разновидности, богатые калием. *Псевдолейцитовые сиениты* содержат наряду с нефелином и полевым шпатом, образующими самостоятельные зерна, псевдоморфозы этих минералов, последние часто образуются в виде микрографических сростаний, развивающихся по лейциту (см. рис. 100). Цветные минералы представлены диопсидом, диопсид-эгирином, меланитом и флогопитом. *Бороланиты* содержат повышенное количество темноцветных минералов ($\approx 30\%$), среди которых преобладает гранат. *Шонкиниты** представляют собой меланократовые щелочные сиениты, содержащие до 15% нефелина, высокий ортоклаз или анортотоклаз и разнообразные темноцветные минералы — биотит, авгит, эгирин-авгит и даже оливин. В них нет псевдолейцита, но они имеют повышенное содержание K_2O и ассоциируют в природе с псевдолейцитовыми сиенитами.

§ 54. Гипабиссальные, дайковые и экструзивные разновидности

Наиболее обычными диасхистовыми представителями дайковых (жильных) пород являются пегматиты, сопровождающие массивы нефелиновых сиенитов. Нередко эти образования имеют шпирово-

* Шонкиниты некоторые авторы [Заварицкий, 1955] рассматривают в группе щелочных габброидов, это связано, по-видимому, с каким-то недоразумением, так как эти породы не содержат основного плагиоклаза даже в виде примеси.

жильный характер и отличаются от окружающих пород грубозернистой, гигантозернистой структурой и повышенным содержанием редкоземельных и акцессорных минералов.

Распространенные диасхистовые породы — тингуаиты — обладают афанитовой, реже мелкокристаллической структурой и состоят из нефелина, калинатрового полевого шпата, эгирина, щелочного амфибола, реже биотита. Структура в шлифах микролитовая — трахитовая или нефелинитовая с незначительным количеством стекла. В порфирированных разновидностях встречаются вкрапленники санидина, анортоклаза, нефелина, эгирин-авгита. Наряду с нефелиновыми известны лейцитовые и псевдолейцитовые, а также анальцимовые тингуаиты (Бразилия, Алдан и другие районы).

Нефелиново-сиенитовые порфиры являются асхистовыми дайковыми и гипабиссальными породами. Они содержат вкрапленники ортоклаза, а иногда санидина и нефелина в основной массе, состоящей из эгирин-авгита и амфибола. Быстрая кристаллизация минералов основной массы приводит к появлению более неупорядоченных полевых шпатов по сравнению с вкрапленниками.

Экструзивными аналогами фельдшпатоидных сиенитов являются фонолиты, которые по степени изменения разделяют на кайнотипные и палеотипные.

По типу присутствующего фельдшпатоида выделяют нефелиновые (см. рис. 46), лейцитовые, нозеановые, лейцит-нозеановые, лейцит-гаюиновые фонолиты. Для отнесения породы в группу фонолитов в ней обязательно должны совместно присутствовать (во вкрапленниках или основной массе) щелочной полевой шпат — обычно санидин — и минерал из группы фельдшпатоида.

ГРУППА БЕСПОЛЕВОШПАТОВЫХ ФЕЛЬДШПАТОИДНЫХ ПОРОД

§ 55. Петрографическая характеристика

Эта группа пород одними исследователями включается в состав группы нефелинового сиенита [Заварицкий, 1955], другими описывается совместно со щелочными основными породами [Вильямс, Тернер, Гилберт, 1957]. Между тем минеральный состав этих пород, геологическая ассоциация в природных массивах и физико-химические условия формирования позволяют относить их к особой категории щелочных пород.

В минеральном составе пород общим является присутствие фельдшпатоидного минерала (нефелина, лейцита, содалита, мелилита) и отсутствие полевых шпатов. Цветными минералами в них являются пироксены, амфиболы, слюды щелочноземельного и щелочного ряда.

По характеру фельдшпатоида породы подразделяются на четыре подгруппы: 1) нефелиновые, 2) лейцитовые, 3) содалитовые и 4) мелилитовые (табл. 24). Наибольшее распространение среди интрузивных образований имеет первая подгруппа, среди экструзивных несколько больше развиты лейцитовые породы. Некоторые экструзивные

бесполовошпатовые породы не имеют интрузивных аналогов (например, нозеаниты). Экструзивные аналоги бесполовошпатовых пород называются нефелинитами, лейцититами, нозеанитами, а в случае содержания в них оливина — оливиновыми нефелинитами, лейцититами и др.

Таблица 24

Главные разновидности бесполовошпатовых фельдшпатоидных пород

Породы	Тип фельдшпатоида					
	Нефелин	Лейцит и псевдолейцит	Содалит	Мелилит (± нефелин)	Нозеан (± лейцит)	Гаюин (± лейцит)
Интрузивные	Уртиты, ийолиты, мельтейгиты	Италиты, миссуриты, фергуситы, бороланиты, сынныриты	Тавиты	Турьяиты, турьиты, ункомпагриты	—	—
Экструзивные	Нефелиниты и оливиновые нефелиниты	Лейцититы, эпилейцитовые порфиры и оливиновые лейцититы	—	Оливиновые мелилититы	Нозеаниты, лейцитовые нозеаниты	Гаюиновые лейцититы

Нефелиновые породы (ийолит-уртиты)

В эту группу относятся такие фельдшпатоидные породы, в которых главным бесцветным минералом является нефелин. Цветные минералы могут быть представлены эгирином и эгирин-авгитом, иногда титанистым авгитом (рис. 103), щелочными амфиболами, иногда слюдой. Для этой группы пород характерно присутствие аксессуарных минералов — апатита, сфена, циркона, эвдиалита и др. Второстепенные минералы иногда становятся существенными, обуславливая переход, например, к нефелин-апатитовым породам (Хибинь). В качестве второстепенных минералов могут встречаться щелочные полевые шпаты или основные плагиоклазы. При увеличении содержания первых наблюдаются переходы к нефелиновым сиенитам, при увеличении содержания основных плагиоклазов — к группе щелочных габброидов.

В группе ийолит-уртитов по количественным соотношениям между нефелином и цветным минералом (обычно эгирином) выделяют четыре типа пород, из которых ийолиты и уртиты имеют наибольшее распространение (табл. 25).

Строение этих пород средне- и крупнозернистое, нередко с агатовой схемой кристаллизации. Структуры гинидиоморфнозернистые, панидиоморфнозернистые, порфировидные. Текстуры аналогичны таковым в группе нефелиновых сиенитов.

Количественно-минералогический состав пород группы ийолит-уртита (в %)

Породы	Нефелин	Цветной минерал
Уртит *	100—75	0—25
Ийолит	75—45	25—55
Мельтейгит	45—15	55—85
Якуширангит (эгириинит)	15—0	85—100

* Мономинеральные нефелиновые породы называют конгресситами.



Рис. 103. Ийолит-мельтейгит; виден идиоморфизм титанистого авгита. Увел. 15, без анализатора. Колл. Л. С. Егорова. Маймеча-Котуйский район.

Лейцитовые (и псевдолейцитовые) породы

Общим в минеральном составе этой группы пород является присутствие лейцита или псевдолейцита — главной бесцветной составной части породы; цветные минералы — эгирин-авгит, диопсид, эгирин-диопсид. Второстепенные минералы — биотит, оливин, рудный минерал, апатит, меланит, сфен, а также цеолиты, нефелин и др.

Лейцитовые разновидности описаны под названием *италитов*. Состав италита следующий (%): лейцит — 93, эгирин-авгит — 3, нефелин — 2 и (суммарно) меланит, биотит, апатит и рудный минерал — 2.

Псевдолейцитовые породы известны под названием *фергуситов* и *боралонитов* *. Их характерной особенностью является присутствие псевдоморфоз нефелина, ортоклаза, альбита (иногда цеолитов) в различных количественных пропорциях по лейциту, при этом может сохраняться кристаллографическая форма последнего.

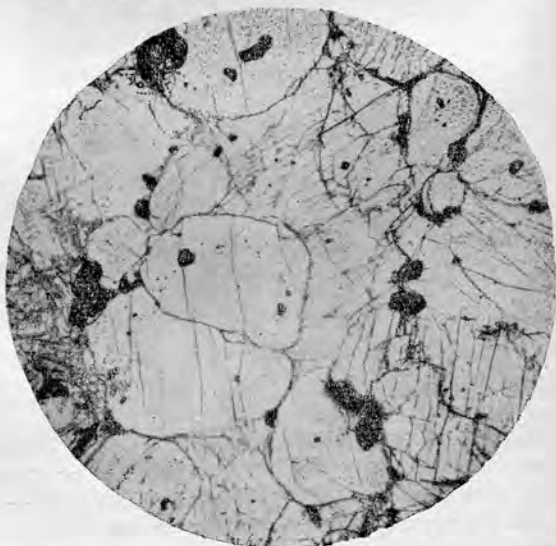
Уникальными по составу псевдолейцитовыми породами являются сынныриты, изученные А. Я. Жидковым [1963]. Эти породы встречаются в виде полос и линз среди нефелиновых сиенитов Сыннырского массива в Забайкалье. Они характеризуются присутствием округлых псевдолейцитовых образований, составляющих до 90% объема пород. В псевдолейцитовых выделениях обычна дактилоскопическая структура (см. рис. 99).

Содалитовые породы, известные под названием тавитов, впервые были описаны Рамсеем [Ramsey, 1919] на Кольском полуострове. Главными минералами являются содалит и эгирин; несущественные составные части — нефелин, канкринит, эвдиалит, эвколит, цеолиты. Содалитовые породы типа тавитов, связанные генетически с содалитовыми сиенитами, обнаружены в Средней Азии.

Мелилитовые и мелилит-нефелиновые породы

Эти породы имеют крайне ограниченное распространение и почти не образуют самостоятельных интрузивных тел. Они описаны Рамсеем в районе Турьего мыса на Кольском полуострове под названием

Рис. 104. Ункомагрит Маймеч-Котуйского района. Зерна со спайностью — мелилит; без спайности — оливин. Увел. 15, без анализатора. Колл. Л. С. Егорова.



* Псевдолейцитовые породы, придерживаясь рациональной классификации, правильнее было бы рассматривать в группе фельдшпатоидных сиенитов. Так, например, фергуситы штата Монтана (США) состоят из 37% псевдолейцита, (смеси ортоклаза, нефелина и цеолитов), 24% эгирина-диоксида и 10% (суммарно) рудного минерала, оливина, биотита и апатита.

турьяита. Мелилит в них составляет около 45%, нефелин — 20%, слюда — 20%. Вместе с ними присутствуют рудный минерал, меланит, перовскит и кальцит.

В Маймеча-Котуйской щелочной провинции мелилит-пироксеновые породы описаны под названием *ункомпагритов* (рис. 104). Здесь они тесно связаны с нефелин-пироксен-мелилитовыми и другими породами. Главными минералами ункомпагритов являются мелилит, имеющий окерманитовый состав, пироксен, представленный авгит-диопсидом, и магнезиальный оливин. Обычно примесь магнетита.

§ 56. Гипабиссальные, дайковые и экстрезивные разновидности

Среди нефелиновых пород наибольшим распространением пользуются дайки *ийолит-порфира*. Эта порода имеет обычно порфировидное строение с вкрапленниками нефелина и основной массой, состоящей из нефелина и эгирин-авгита. Иногда в основной массе присутствует меланит. *Миссуриты* — гипабиссальная порода, состоящая из лейцита от (15 до 50%), авгита (35—50%) и переменного количества бурого биотита и оливина.

Фергусит — лейцитосодержащая гипабиссальная и жильная порода, состоящая из псевдолейцита до 60%, 25% диоксида или эгирин-авгита с примесью меланита и биотита.

Альнейты являются дайковыми и жильными разновидностями мелилитовых пород. Мелилит составляет до 30% породы, столько же приходится на долю биотита. Встречаются авгит, оливин, монтичеллит и магнетит.

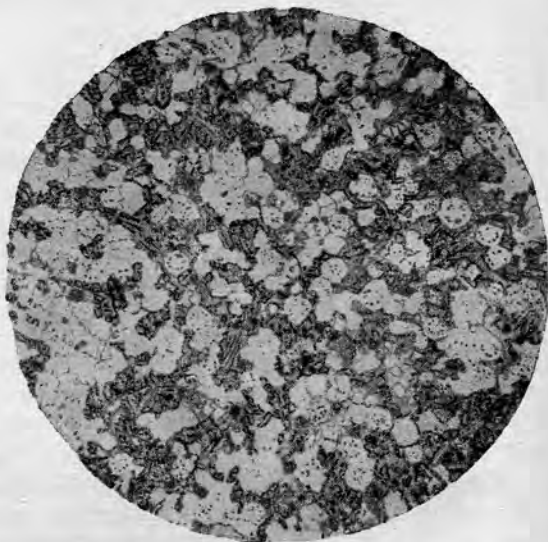
Экстрезивные породы, соответствующие по минеральному составу бесполовшатовым фельдшпатоидным породам, разделяют на две подгруппы. 1. Фельдшпатоидные экстрезивные породы, не содержащие в своем составе оливина, выделяют под названием *н е ф е л и н и т ы*, *л е й ц и т и т ы*, *п о з е а н и т ы*, гаюиновые лейцититы и др. Разновидности в этой группе экстрезивных пород выделяются по типу присутствующего фельдшпатоида.

2. Экстрезивные фельдшпатоидные породы, содержащие в своем составе оливин, называют оливиновыми нефелинами, оливиновыми лейцититами и т. д. Содержание оливина в них 5—20%.

Все отмеченные экстрезивные породы — нефелиниты, лейцититы и другие, а также их оливиновые разновидности — имеют порфировую структуру, обусловленную наличием порфировых вкрапленников нефелина, лейцита, позеана, гаюина и цветного минерала — пироксена, оливина. Наблюдается тенденция к полной кристаллизации этих пород; в них обычно имеется большое количество вкрапленников (доходящих до 70%), заключенных в микролитовую основную массу (рис. 105). Известны, однако, и витрофировые структурные разновидности, но они встречаются гораздо реже. Для лейцититов и оливиновых лейцититов характерна так называемая оцеллярная («глазковая») структура. По внешнему виду все

эти породы весьма разнообразны и с трудом различаются. Окраска светлая (желтая, серая, зеленоватая) или черная. Оливинсодержащие и безоливиновые нефелиниты, лейцититы генетически связаны с тефритами и оливиновыми тефритами, трахибазальтами, щелочными трахитами и фонолитами.

Рис. 105. Микроструктура лейцитита (Лаахерское озеро). В кристаллах лейцита видны ориентированные включения рудного минерала. Увел. 40, без анализатора.



ГРУППА ФЕЛЬДШПАТОИДНЫХ ГАББРОИДОВ

§ 57. Петрографическая характеристика

В состав группы входят две вулканоплутонические серии: 1) тералита — тефрита и 2) эсексита — тефрито-базальта. Характерной особенностью минерального состава обеих групп является совместное присутствие основного плагиоклаза, минерала из группы фельдшпатоидов (обычно нефелина) и щелочного полевого шпата. Эти минералы могут быть в различных количественных соотношениях; в эсекситах фельдшпатоида меньше, чем в тералитах. Цветные минералы полущелочные (эгирин-авгит и т. п.) и щелочноземельные (титан-авгит, оливин), редко щелочные в породах, богатых щелочным полевым шпатом.

Интрузивные и экструзивные разновидности пород этой группы развиты незначительно, но имеют важное петрологическое значение, представляя собой начальные члены сложнодифференцированных комплексов щелочных провинций. Обычно эти породы образуются в первые фазы внедрения сложных массивов или вулканических серий и слагают незначительные по объему тела. В процессе последующих фаз становления таких комплексов щелочные габброиды могут быть частично ассимилированы и метаморфизованы. В заклю-

чительных фазах формирования сложных комплексов, включающих щелочные габброиды, могут появиться такие породы, как нефелиновые сиениты, ийолит-мельтейгиты или кварцевые сиениты.

Тералит (син. нефелиновое габбро). Главными минералами тералитов являются основной плагиоклаз и нефелин (анальцим, содалит). Часто имеется примесь щелочного полевого шпата — ортоклаза, анортоклаза, микроклина. Цветные минералы: титан-авгит, эгирин-авгит, эгирин-диопсид, роговая обманка, богатая железом и титаном, баркевикит, сфен, апатит, магнетит и др.

Эссексит (син. щелочное габбро, эссекситовое габбро, нефелиновый монцонит). Главными минералами являются основной плагиоклаз, щелочной полевой шпат и минерал из группы фельдшпатоида — обычно нефелин, реже анальцим, содалит. Содержание фельдшпатоидов невелико — 5—12%, а иногда и меньше, это является существенным отличием от тералитов. Цветные минералы: титан-авгит, эгирин-авгит, роговая обманка, баркевикит, биотит; аксессуарные: апатит, сфен, магнетит.

Структура эссекситов и тералитов монцонитовая, гипидиоморфнозернистая, габбро-офитовая. Текстуры однородные, такситовые, директивные.

§ 58. Гишабиссальные, дайковые и экструзивные разновидности

Асхистовыми породами являются эссексит- и тералит-порфиры, эссексит- и тералит-диабазы, тешениты — анальцимовые диабазы. Эссексит- и тералит-порфиры отличаются от эссексит-диабазов порфировой структурой с мелкозернистой до микролитовой основной массой. В эссексит- и тералит-диабазых структура обычно офитовая, реже панидиоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая. В жильных эссекситовых диабазых наряду с плагиоклазом присутствуют калиевый полевой шпат, нефелин, амфиболы и нормальные или субщелочные пироксены. В тешенитах главными минералами являются лабрадор, анальцим, баркевикит, титан-авгит, рудный минерал. Анальцим имеет мезостатическое развитие.

Из диасхистовых пород, близких по составу к группе фельдшпатоидных габбро-щелочных базальтов, являются камптониты и мончикиты. По внешнему виду это черные или темно-серые породы, обладающие обычно порфировой структурой.

По составу камптониты близки к эссекситам. Камптонит, описанный Трёгером [Tröger, 1935], состоит из лабрадора № 65 (слагающего ядра кристаллов) и натрового ортоклаза (в их краевых зонах), титан-авгита, баркевикита, оливина и аксессуарных апатита и рудного минерала.

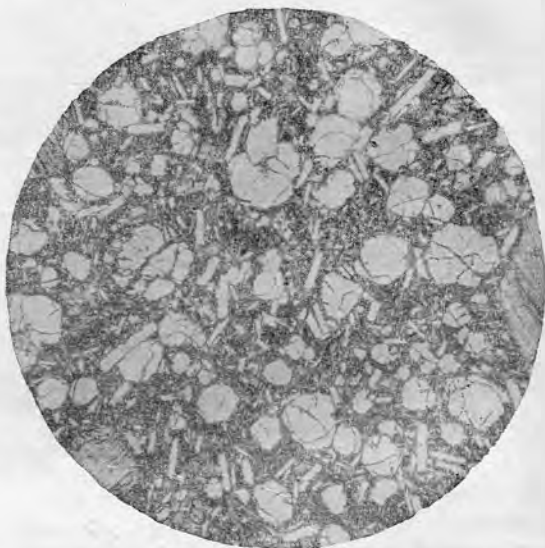
Мончикиты обладают витрофировой структурой, вкрапленники в них представлены титан-авгитом, баркевикитом, магнетитом (40%)

На долю стекловатого базиса приходится 67%, потенциально в стекле содержится нефелин, плагиоклаз, ортоклаз, диоксид, оливин, магнетит и др.

Многие крупные интрузивы фельдшпатоидных габброидов сопровождаются жильными породами, известными под различными названиями; описание их дано в специальном справочнике [Tröger, 1935].

Экструзивные аналоги, соответствующие группе фельдшпатоидных габбро, называются *тефритами* или *тефрито-базальтами*; при

Рис. 106. Микроструктура оливинсодержащего лейцитового тефрита (Лаахерское озеро). Увел. 40, без анализатора.



наличии в тефритах в качестве существенного минерала оливина их выделяют под названием оливиновых тефритов. По внешнему виду это обычно темные породы, часто неотличимые от нормальных базальтов. Фельдшпатоид может присутствовать как в виде вкрапленников, так и в виде микролитов или неправильных, мезостатически развитых зерен (рис. 106). Известны нефелиновые, лейцитовые, меллилитовые тефриты. Под термином «тефрит» объединяют все базальты, не содержащие оливина, в которых наряду с основным плагиоклазом присутствует фельдшпатоид. Тефрито-базальты (меллафиры) являются породой, промежуточной между тефритами и базальтами. От типичных тефритов минералогически они отличаются меньшим количеством фельдшпатоида, а по химизму — меньшей щелочностью. Иногда в них присутствует щелочной полевои шпат.

Породы диабазового типа описаны под названием тералит-диабазов и эссексит-диабазов, к этой группе относятся тешениты, или анальцимовые диабазы, известные на Кавказе (Грузия) и в Сибири

(Минусинский район, Алдан). Во многих случаях эти породы имеют жильное залегание.

Структура всех перечисленных пород может быть полнокристаллической (в диабазах) и неполнокристаллической, чаще встречаются среди них порфиновые разности, реже афировые; структура основной массы интерсертальная, трахитовая, иногда встречаются витрофиновые разновидности. В миндалекаменных разностях этих пород миндалины часто бывают выполнены цеолитами — анальцимом, натролитом и др.

§ 59. Химизм

Химический состав рассмотренных выше щелочных — фельдшпатоидных пород характеризуется повышенным содержанием щелочей, Al_2O_3 , а также F, P, CO_2 , Zr, Ti, редких земель * и пониженным количеством SiO_2 , а в некоторых разновидностях — CaO, MgO и FeO. Наряду с общими признаками химизм отдельных групп отличается рядом специфических особенностей.

В группе фельдшпатоидных сиенитов количество SiO_2 соответствует примерно 55%; суммарное содержание щелочей в среднем составляет 12—15%. В этих породах особенно высоко отношение FeO/MgO, и окисное железо обычно преобладает над закисным (табл. 26). Несмотря на недосыщенность кремнеземом ($Q = -30$) многих нефелиновых сиенитов, некоторые из них относятся к породам нормального ряда.

В таких породах, как мариуполиты и миаскиты, коэффициент агнаитности $\left(\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}\right)$ соответственно равен 1 и 0,8. Этот так называемый «миаскитовый» тип пород имеет несколько меньшее содержание щелочей (около 13%), тогда как фойяиты, луявриты и другие нефелиновые сиениты имеют больший коэффициент агнаитности (фойяиты — 1,25, луявриты — 1,24) и большее содержание щелочей (около 16%). Согласно данным В. И. Герасимовского [1963], агнаитовые нефелиновые сиениты богаты железом ($Fe_2O_3 + FeO = 6,97\%$), при этом Fe_2O_3 преобладает над FeO. Миаскитовые нефелиновые сиениты содержат меньше железа (5,04%) при почти равных соотношениях окисной и закисной форм.

Агнаитовые сиениты (фойяиты, луявриты и др.) содержат большие количества титана, марганца, а также редких и рассеянных элементов — циркония, гафния, ниобия, тантала, церия, иттрия и др. Для миаскитовых нефелиновых сиенитов характерны повышенные содержания кальция, фтора, рубидия, таллия, цезия.

В группе бесполовошпатовых фельдшпатоидных пород содержание кремнезема 30—45%, что приводит к уменьшению величины Q до — 60. В уртит-ийолит-мельтейгитовой серии начальные члены имеют

* Содержание «малых» элементов не отражено в табл. 29, но устанавливается во многих специальных работах.

Химический состав щелочных —

Окислы	Фойяит	Хибинит	Луяврит	Миаскит	Мариуполит	Сыньнит	Шонкинит
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	54,49	53,44	54,57	52,03	57,09	55,69	48,66
TiO ₂	0,60	0,87	0,91	0,99	0,12	0,30	0,97
Al ₂ O ₃	18,36	22,14	15,82	22,34	22,35	20,43	12,36
Fe ₂ O ₃	4,52	2,89	8,11	1,13	2,24	0,72	3,08
FeO	1,20	1,29	1,75	1,63	0,69	1,27	5,86
MnO	0,24	0,28	0,28	0,41	0,24	0,03	0,13
MgO	1,79	0,72	1,15	0,67	0,06	0,60	8,09
CaO	1,12	1,36	1,68	2,09	0,83	0,55	10,46
Na ₂ O	9,83	9,85	9,10	8,44	11,76	1,45	2,71
K ₂ O	6,23	6,01	4,61	5,16	3,52	18,19	5,15
H ₂ O+	—	1,05	—	1,79	0,69	} 0,11	1,46
H ₂ O—	—	—	—	—	0,13		
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,07	1,07
Сумма . . .	98,38	99,90	97,98	96,68	99,72	100,07	100,00

Числовые характеристики

<i>a</i>	25,6	30,2	21,8	28,0	30,3	28,9	12,8
\bar{c}	$\overline{5,4}$	$\overline{0,6}$	$\overline{5,8}$	2,1	$\overline{0,9}$	$\overline{1,9}$	1,6
<i>b</i>	3,8	6,5	7,5	5,0	3,1	2,2	31,8
<i>s</i>	65,2	62,7	64,9	64,9	65,7	67,0	53,8
— <i>Q</i>	26,2	35,6	19,6	29,3	30,1	25,7	19,6
<i>f'</i>	<i>n'</i> = 26	54,3	41	61,8	61,4	<i>n'</i> = 18,7	42,8
<i>m'</i>	37	18,5	27	25,0	6,8	46,9	30,0
<i>c'</i>	37	27,2	32	13,2	31,8	34,4	27,2
<i>n</i>	63	70,9	69	71,0	83,2	3,5	53,2

Примечание. 1 — фойяит, Ловозеро [Волков, 1962]; 2 — хибинит, Кольский полуостров [Заварицкий, 1955]; 3 — луяврит, Ловозеро [Волков, 1962]; 4 — миаскит, средний состав для Ильменских гор [Заварицкий, 1955]; 5 — крупнозернистый мариуполит [Морозевич, 1930]; 6 — сыньнит, Северо-Байкальская щелочная провинция [Жидков, 1963]; 7 — шонкинит [Дэли, 1933]; 8 — тингуант [Дэли, 1933]; 9 — фонолит [Дэли, 1933]; 10 — уртит, Ловозеро

фельdspнатовидных пород, %

Тин-гуаит	Фоно-лит	Уртит	Ийюлит	Мель-тейгит	Нефе-ллит	Эссек-сит	Тералит	Тефрит
8	9	10	11	12	13	14	15	16
55,02	57,45	44,77	42,81	40,64	41,17	48,64	45,61	49,14
0,36	0,41	1,57	1,56	2,24	1,35	1,86	1,96	1,00
20,42	20,60	24,85	18,95	10,58	16,83	17,96	14,35	16,57
3,06	2,35	3,87	3,86	4,18	7,61	4,31	6,17	3,65
1,82	1,03	1,00	4,84	4,18	6,64	5,58	4,03	6,68
0,22	0,13	0,24	0,19	0,28	0,16	0,19	0,19	0,30
0,59	0,30	0,53	3,16	6,47	3,72	4,00	6,05	3,98
1,67	1,50	2,17	10,47	19,91	10,12	8,89	9,49	9,88
8,63	8,84	13,65	9,63	4,75	6,45	4,30	5,12	2,57
5,38	5,23	4,02	2,26	1,86	2,49	2,28	3,69	3,39
2,77	2,04	—	0,85	0,41	2,42	1,34	2,60	2,00
0,06	0,12	—	1,42	1,91	1,04	0,65	0,74	0,84
100,00	100,00	96,67	100,00	97,41	100,00	100,00	100,00	100,00

по А. Н. Заварицкому

2,77	27,5	35,5	24,3	12,6	18,5	13,1	16,3	11,0
0,3	0,3	2,8	0,4	0,5	2,4	5,9	1,3	6,1
7,5	5,3	5,7	25,6	40,8	29,4	22,0	29,6	23,7
64,7	66,9	56,0	49,7	46,1	49,7	59,0	52,8	59,2
26,5	21,5	61,8	49,6	33,5	38,0	14,1	28,3	9,7
61,7	59,7	34	31,2	18,3	42,4	43,4	31,2	42,8
14,0	10,4	16	20,9	26,0	22,4	33,1	34,4	30,0
24,3	29,9	50	47,9	55,7	35,2	24,4	34,4	27,2
70,9	72,2	82	86,6	79,2	79,4	74,2	67,8	53,2

[Волков, 1962]; 11 — ийюлит [Дэли, 1933]; 12 — мельтейгит [Брэггер, 1921]; 13 — нефелинит [Заварицкий, 1955]; 14 — эссексит [Дэли, 1933]; 15 — тералит [Дэли, 1933]; 16 — тефрит [Заварицкий, 1955].

Для всех пород (кроме анализов 2, 6 и 12) приведен средний химический состав.

высокое содержание Al_2O_3 и вместе с тем относятся к породам, насыщенным щелочами ($Na_2O + K_2O > Al_2O_3$). Коэффициент агапности в урритах 1,08, ийолитах и мельтейгитах — 0,9. Сумма щелочей колеблется в широких пределах — от 10 до 20% при переменном отношении Na_2O к K_2O . В урритовом ряду это отношение составляет 4 : 1, тогда как в сынныритах оно равно 1 : 12.

Породы ийолит-мельтейгитового состава, ассоциирующие с ультраосновными интрузиями, характеризуются более высоким содержанием кремнезема, глинозема и щелочей по сравнению с гипербазитами. В них установлено обогащение железом, титаном и преобладание кальция над магнием. Отмечается повышенная (в сравнении с кларками для изверженных пород) концентрация Nb, Ta, Zr, Th, Ga, Be, Sr, Sc.

Мелилитовые породы имеют очень высокое содержание извести, и это сближает их по химизму с группой щелочных габброидов.

Фельдшпатоидные габброиды характеризуются непостоянным минеральным и химическим составом. От нормальных габбро они отличаются более низким содержанием кремнезема (40—48%) и более высоким содержанием щелочей, в среднем равным 7—8%. Эти породы имеют большие значения величины f' ; CaO в них преобладает над MgO.

§ 60. Геологическое распространение и полезные ископаемые

Среди рассмотренных выше фельдшпатоидных пород наибольшее распространение имеют фельдшпатоидные сиениты; бесполовшпатовые фельдшпатоидные породы и габброиды находятся в резко подчиненном количестве. Во всех этих группах всегда резко доминируют нефелиновые разновидности.

Фельдшпатоидные сиениты распространены на территории СССР во многих регионах; их расположение контролируется зонами разломов в пределах щитов (Кольский полуостров), флексурными перегибами на границе щитов и платформ (северная окраина Алдаского щита), линейно вытянутыми ослабленными зонами в областях завершенной складчатости (Северо-Байкальская область (рис. 107), Тянь-Шань, Памир). Одной из характерных геологических особенностей массивов нефелиновых сиенитов является их залегание в виде интрузий центрального типа, сложных штокообразных тел, приближающихся к этмолитам и лакколитоподобным интрузиям; реже они образуют почти согласные тела в складчатых структурах. Также существенной особенностью интрузивных тел нефелиновых сиенитов является многофазное их строение. Они появляются на определенной стадии формирования многофазных и сложных интрузий.

Тела нефелиновых сиенитов обычно невелики и не превышают нескольких квадратных километров. Наиболее крупным интрузивным телом, в состав которого входят нефелиновые сиениты, является центральная интрузия Хибинских гундр, площадь которой равна 1327,5 км² (рис. 108). Хибинская интрузия имеет весьма характерное кольцевое строение и сформирована в 7 фаз интрузивной деятель-

ности. К наиболее древнему комплексу относятся щелочные сиениты и мелкозернистые нефелиновые сиениты; второй представлен массивными хибинитами; третий — трахитоидными хибинитами; к четвертой фазе интрузивной деятельности приурочены рисчорриты; к пятой относится комплекс ийолит-уртитов, ювитов и луявритов; шестой комплекс сложен массивными и трахитоидными фойяитами, и, наконец, седьмой комплекс, относящийся к заключительной фазе интрузивной деятельности, представлен жильными породами типа тингуаитов, щелочных базальтов и т. п.

Второй по размеру интрузией нефелиновых сиенитов является Ловозерская центральная интрузия, имеющая площадь 650 км² и образованная в четыре фазы интрузивной деятельности, ниже перечислены породы комплекса в порядке их формирования: 1) комплекс мелкозернистых нефелиновых и щелочных сиенитов, пойкилитовых нефелиновых сиенитов и тавитов, уртитов, ювитов, фойяитов; 2) первый псевдостратифицированный комплекс фойяитов-уртитов-луявритов; 3) второй комплекс луювритов и порфиroidных луювритов; 4) жильные породы — мончикиты, тингуаиты, базаниты, шонкиниты и фурчиты.

Крупные интрузивные тела площадью в сотни квадратных километров изучены в последние годы в Северо-Байкальской щелочной провинции; к ним относятся сложный по строению массив Сынныр (около 600 км²), Бурпала и др. (А. Я. Жидков, 1962).

Близкую к штокообразной форме имеют интрузии нефелиновых сиенитов Саян, Киргизии и Памира. В этих массивах нефелиновые сиениты могут слагать дайковые тела заключительных фаз формирования, при этом более ранними породами являются габброиды или меланократовые сиениты; в других массивах нефелиновые сиениты образуются в первые фазы внедрения магмы, а на конечных стадиях формируются более кислые породы типа нордмаркитов [Шинкарев, 1963, 1966].

Лакколитообразную форму имеют интрузивные тела нефелиновых и эпидейцитовых сиенитов на северной окраине Алданского щита. Нефелиновые сиениты здесь входят в состав грубопсевдостратифицированной серии пород и приурочены к центральным, придонным частям лакколитов. Сходное строение имеет интрузивное тело лопатовидной формы Локс Боролан в Шотландии.



Рис. 107. Схема расположения интрузий Северо-Байкальской щелочной провинции [по А. Я. Жидкову, 1961].

Массивы щелочных и нефелиновых сиенитов: 1 — Гоуджекит, 2 — Кулинда, 3 — Бурпала, 4 — Сынныр, 5 — Монюкан, 6 — Хороб, 7 — Гиллиндр; разломы показаны пунктирными линиями.

Щелочные интрузии Ильменских и Вишневых гор на Урале приурочены к «ядрам веерообразных антиклиналей» или образуют «седловидные залежи», по Б. М. Роненсону [1964], т. е. являются массивами, близкими к согласным. Сходными по структурному положению с уральскими нефелиновыми сиенитами являются интрузии

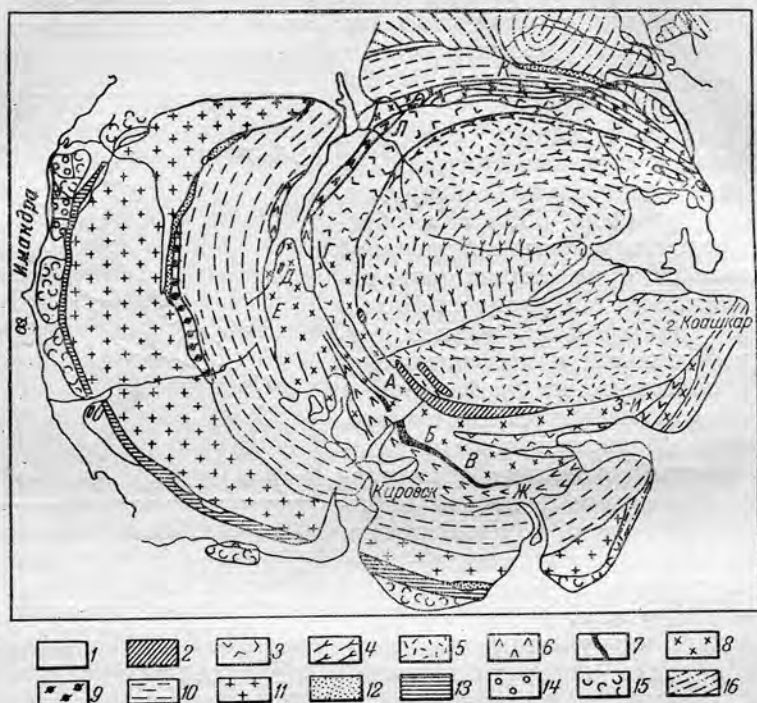


Рис. 108. Геологическая карта Хибинских тундр. Составил Е. Н. Володин под ред. Н. А. Елсева (с дополнением Т. Н. Ивановой, 1963).

1 — четвертичные отложения; 2 — мелкозернистые слюдяно-эгриново-роговообманковые нефелиновые сиениты; 3 — среднезернистые эгриновые нефелиновые сиениты; 4 — гранитоидные фойиты; 5 — гранитоидные фойиты; 6 — ийодиты, уртиты, малиниты; 7 — апатито-нефелиновые породы; 8 — рисчорриты; 9 — щелочные сиенит-порфиры; 10 — гранитоидные хибиниты; 11 — гранитоидные хибиниты; 12 — щелочные и нефелиновые сиениты; 13 — роговики плагиоклазо-пироксеновые; 14 — кварцевые габбро-диабазы; 15 — шаровые лавы, метамандельштейны, зеленые сланцы и туфогенно-осадочная толща; 16 — гнейсы. Апатитовые месторождения: А — Кукисвумчорское; Б — Юкспорское; В — Расвумчорское; Г — Кузльорское; Д — Е — Поачвумчорское; Ж — Коашвинское; З, И — Ньюорпахк — Суолауйавское; К — Валенахское; Л — Лявойокское.

провинции Банкрофт в Онтарио. Таким образом, согласное залегание, низкотемпературный тип нефелиновых сиенитов и значительные метасоматические преобразования как нефелиновых сиенитов, так и вмещающих пород являются характерными чертами этого типа интрузий.

Фонолиты приурочены к вулканическим образованиям океанов (Гаити, Самоа) и континентов и почти всегда ассоциируют со щелочными базальтами. Геологическая форма тел — купола, покровы и

потоки. В Советском Союзе фonoлиты известны в Маймеча-Котуйской щелочной провинции, в Ишимском комплексе в Казахстане, Алдане и на Памире.

Бесполовошпатовые фельдшпатоидные породы почти не образуют самостоятельных интрузивных тел. Эти породы установлены в качестве заключительных фаз формирования сложных щелочно-ультраосновных комплексов (Кольский полуостров, рис. 109, 110,

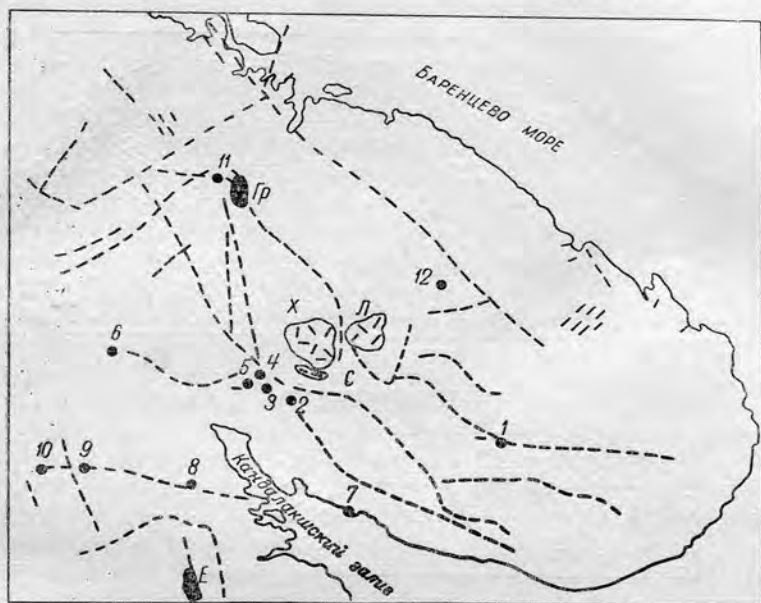


Рис. 109. Схема расположения интрузий щелочных пород в пределах Кольского полуострова и Карелии [по А. А. Кухаренко и др., 1965].

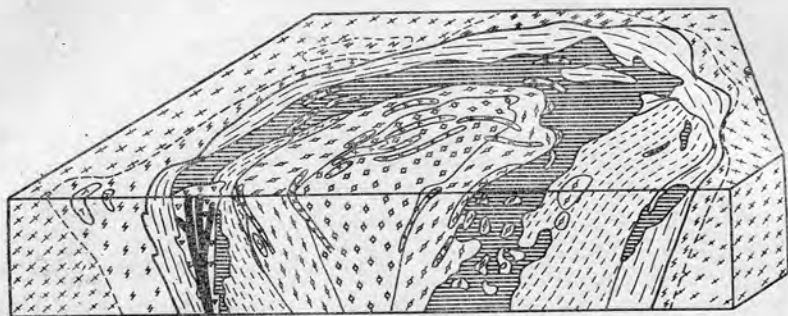
Интрузии щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов протерозойского возраста (массивы): *Е* — Ельтозерский; *Г* — Гремяха-Вырмес; интрузии каледонского комплекса щелочно-ультраосновных пород (массивы): *1* — р. Песочной; *2* — Салмагорской группы; *3, 4, 5* — Хабозерской группы; *6* — Ковдорский; *7* — Турьего полуострова; *8* — Ковдозерский; *9* — Вуориярви; *10* — Саллаватинский; *11* — Себельярский; *12* — Контозерский; интрузии нефелиновых сиенитов герцинского комплекса (массивы): *Х* — Хибинский, *Л* — Ловозерский, *С* — Соустовский. Пунктиром показаны зоны разломов различного возраста.

Маймеча-Котуйский район Северной Сибири, восточная окраина Алдана). В ряде мест (например, месторождение Кия-Шалтырь, Красноярский край) уртиты связаны с тералитами; ассоциация ийолитов и уртитов с габбро установлены в массиве Гремяха-Вырмес (см. рис. 2). Лейцититовые породы также тесно пространственно и генетически связаны с ультрамафическими породами (Алдан, Римская вулканическая область, район Везувия, Африка).

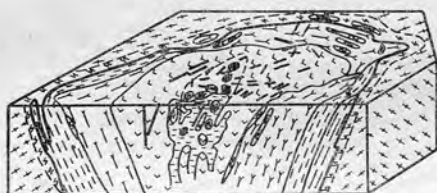
В Северо-Байкальской щелочной провинции сынныриты и другие псевдолейцитовые разновидности генетически связаны с нефелиновыми сиенитами и пуласкитами (А. Я. Жидков, 1965).



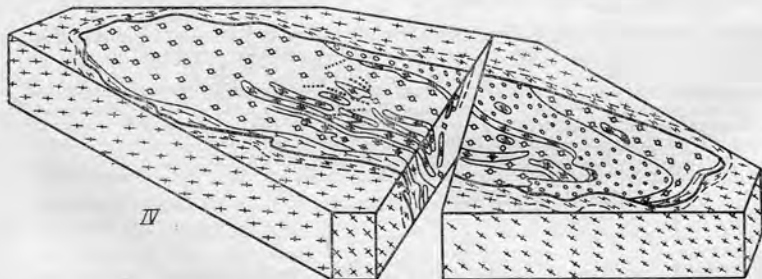
I



II



III



IV



Рис. 110. Типы щелочно-ультраосновных интрузий различной глубины формирования: I — Саланлатви; II — Ковдор; III — Африканда; IV — Лесная Варака [по А. А. Кухаренко и др., 1965].

1 — карбонаты: а — доломито-анкеритовые, б — доломитовые, в — кальцитовые
 2 — породы рудного комплекса: а — магнетитовые, б — апатито-форстеритовые; 3 — гидротермальные жилы; 4 — жильные породы: а — ийолиты, б — щелочные пегматиты; 5 — автотематоморфические породы: а — турьяиты, меллититы и др., б — кальцито-амфиболо-диопсидовые; 6 — породы ийолит-мельтейгитовой серии; 7 — пироксениты: а — нормальные, б — рудные, в — нефелиновые; 8 — оливино-пироксеновые породы; 9 — оливиниты: а — нормальные, б — рудные, в — нефелиновые; 10 — вмещающие породы: а — фениты, б — гранитогнейсы и гнейсы, в — метадиабазы.

Щелочные габброиды входят в состав различных магматических формаций, развитых в складчатых областях, на платформах и в океанических впадинах.

В пределах континентов щелочно-габброидные породы появляются в областях активизации более древних складчатых сооружений и приурочены к линейным зонам разломов или к наложенным депрессиям. Часто указанные породы в пределах одной провинции представлены интрузивными и эффузивными фациями. Щелочные габброиды редко образуют самостоятельные тела; чаще они ассоциируют с более основными (ультраосновными) и более щелочными или кислыми породами. Так, в пластовых телах Забайкальской щелочно-базальтовой провинции наблюдаются переходы от меланократовых основных пород в лежачем боку к монзонитам — в высечем. В силле Лугар (Шотландия) перидотиты придонной части по мере приближения к кровле переходят в тешениты. В Приморской щелочной провинции Г. М. Гапеевой описаны пикриты и ассоциирующие с ними оливиновые тефриты, эссекситы и другие породы.

Щелочные базальты океанических областей образуются на последних стадиях вулканизма (Гавайи) и ассоциируют с пикритовыми и оливиновыми базальтами.

Полезные ископаемые, генетически связанные со щелочными породами, своеобразны и многочисленны. С интрузивными комплексами нефелиновых сиенитов ассоциируют магматические, пегматитовые и гидротермальные месторождения циркония, тантала, ниобия и других редких и малых элементов. Комплексы эпидейцитовых сиенитов-пуласкинов калиевого ряда имеют отчетливую урановую специализацию. Гидротермальные месторождения этого элемента формируются на заключительных стадиях становления названной серии изверженных пород.

Бесполовошпатовые фельдшпатоидные породы уртит-мельтейгитового состава являются, в первую очередь, крупнейшими аккумуляторами апатитовых руд (Хибины). Нефелин, являющийся главным породообразующим минералом этих пород, благодаря высокому содержанию Al_2O_3 служит рудой на алюминий (месторождение Кия-Шалтырь, Саяны).

Формации щелочно-ультраосновных пород наряду с магнетитовыми рудами часто содержат тела карбонатитов, которые концентрируют тантал, цирконий, редкие и рассеянные элементы.

§ 61. Генезис

При описании щелочных пород классификация на три группы являлась более или менее четкой, но довольно формальной. Обсуждение вопросов генезиса большинства магматических пород, а щелочных в особенности, требует привлечения данных по геологии, петрографии и петрологии, касающихся сложных по составу природных комплексов.

Многообразные типично щелочные ассоциации появляются главным образом в составе следующих естественных рядов пород.

1. Щелочно-ультраосновные комплексы с карбонатитами.
2. Габбро-сиенитовые с возможным образованием или нефелиновых сиенитов, или нордмаркитов на последних стадиях.
3. Шонкинит — псевдолейцитовый сиенит — нефелиновый сиенит — граносиенит.

Для большинства разновидностей пород в составе перечисленных серий имеются эффузивные представители; в процессе становления сложных по составу массивов породы образуются в результате внедрения различных порций расплава. Эти особенности отвечают первично-магматической природе комплексов, а разнообразие пород обусловлено магматической дифференциацией.

1. При рассмотрении генезиса ультраосновных пород выше было указано, что первичной магмой при образовании первого комплекса является ультраосновной расплав повышенной щелочности. Более сложным является вопрос о причинах, приводящих к появлению высоко щелочных пород на конечных стадиях формирования комплексов.

Накопление щелочей и обогащение летучими компонентами в остаточных расплавах являются взаимосвязанными процессами. Такие явления в глубинных магматических очагах могут происходить лишь в результате отделения из расплава тугоплавких, железомagneзальных минералов. Это отделение может осуществляться путем кристаллизации во всем объеме магматической камеры и аккумуляции твердых фаз на дне. Возможно, более эффективным процессом образования щелочной жидкости является процесс кристаллизации в глубинном очаге, начинающийся в придонных участках, которые находятся в условиях большего давления. С этой точки зрения становится более понятным последовательная подача с глубинных горизонтов расплавов менее мафических и обогащенных щелочами. Остаточные расплавы, образующиеся при таком контроле, не отвечают по составу фонолитовой эвтектике петрогенетической системы нефелин — кремнезем — кальсилит. Для них характерен ийолит-мельтейгитовый состав, являющийся более мафическим. Наряду с образованием ийолит-мельтейгитовых пород остаточная жидкость дает производные еще более богатые щелочами, но уже в виде раствора. Такие растворы оказывают интенсивное метасоматическое воздействие на ранее сформировавшиеся магматические породы.

2. Габбро-сиенитовые комплексы в конечные стадии формирования могут испытывать две противоположные тенденции — накопление в остаточных жидкостях или щелочей, или кремнезема. Соответственно этому могут образовываться различные типы пород — нефелиновые сиениты в первом случае, и нордмаркиты, кварцевые сиениты и даже граниты — во втором.

Выбор одного из возможных путей дифференциации, по всей вероятности, определяется величиной общего и водного давления в глубинном магматическом очаге.

Восстановительные условия глубинной дифференциации (высокое p_{H_2}) приводят к выделению оливина раньше, чем магнетита, и это обусловит некоторый дефицит кремнезема по отношению к щелочам в остаточной жидкости. Высокое общее давление может препятствовать выделению оливина и способствовать кристаллизации пироксена, что еще более уменьшает количество кремнезема в остаточных продуктах.

В этих случаях, по-видимому, щелочно-базальтовая магма может давать дифференциаты не только сиенитового, но и нефелин-сиенитового состава, близкие к феолитовой эвтектике (система нефелин — кальсит — кремнезем).

Окислительные условия (высокое p_{O_2}) должны привести к кристаллизации несиликатных железосодержащих фаз (магнетит, гематит), и это нарушит баланс щелочи — кремнезем в пользу последнего. Остаточные жидкости при таком контроле кристаллизации могут иметь сиенитовый или нордмаркитовый состав. По-видимому, подтверждением реальности намеченного процесса в глубинных условиях могут служить габбро-сиенитовые комплексы, испытывающие дифференциацию *in situ*. Так, например, широко развита стадия рудной кристаллизации в массиве Гремяха-Вырмес, что обуславливает образование пуласкитов в всячем боку интрузивного тела. Кизырский комплекс Восточного Саяна, имеющий в своем составе габброидные и сиенитовые дифференциаты, имеет сходное развитие.

Два вышеописанных вида дифференциации являются, по всей видимости, крайними из возможных. В реальных условиях может существовать различная окислительно-восстановительная обстановка при кристаллизации и это может приводить к одновременному возрастанию количества щелочей и кремнезема в остаточных продуктах. Так, например, стадия кристаллизации силикатных минералов (оливина и пироксена) при возрастании парциального давления кислорода (p_{O_2}) может сменяться кристаллизацией магнетита и титаномагнетита. Поскольку и щелочи, и SiO_2 не входят в состав этих кристаллических фаз, остаточные жидкости обогащаются этими элементами.

3. Щелочные комплексы, богатые калием, известны в интрузивной фации (шонкиниты — псевдолейцитовые сиениты — сиениты — нордмаркиты), эффузивной (лейцитовый феолит — трахит — щелочной липарит) и дайковой (шонкинит — тингуаит — эгириновый гранит). Известны случаи совместного нахождения всех фациальных разновидностей в пределах одного региона (северная окраина Алдана).

Для рассматриваемого формационного типа первичной магмой, вероятно, являлась магма шонкинитового или эсекситового состава. Высокая температура и повышенные концентрации калия способствуют кристаллизации в глубинных условиях пироксенов диоксидгенденбергитового ряда с низким содержанием натрия и железа. Этот процесс должен вызывать десилификацию расплава с последующей

кристаллизацией фельдшпатоидов. Если на этой стадии эволюции расплав перемещается к поверхности, то кристаллизуется лейцит, который может «консервироваться» в породе в результате быстрого охлаждения. Чаще же он не сохраняется вследствие дальнейшего замещения нефелином и полевым шпатом.

Лейцит — минерал низких водных давлений, и, по-видимому, его кристаллизацию не следует ожидать в глубинном магматическом очаге. Следовательно, перевод щелочных магм в кварцсодержащие вызывается не ранней кристаллизацией лейцита, как это предполагал Боуэн, а скорее в этом процессе большую роль играет инконгруэнтное плавление эгирина, которой при высокой температуре разлагается на магнетит (гематит) и кремнезем. Инконгруэнтное плавление эгирина сохраняется, по данным Бейли [Bailey, 1963], до давлений 10 *кбар* и, следовательно, первичная кристаллизация магнетита после кальциевых и магниевых пироксенов может создавать необходимый избыток кремнезема на последних стадиях эволюции магмы и приводить к кристаллизации кварцсодержащих пород.

Таким образом, субщелочные первичные магмы трех формационных типов образуют на конечных стадиях эволюции породы, близкие к трем эвтектическим системам: ийолит-мельтейгитовой (бесполевошпатовые фельдшпатоидные породы), нефелино-сиенитовой и гранитной. Начальные и средние члены этих рядов образуют породы типа щелочных габброидов, которые не являются ахизэвтектическими.

4. Наконец, необходимо рассмотреть случаи, когда в природных условиях образуются щелочные породы в виде самостоятельных массивов, не связанные пространственно с фемическими породами. Поскольку три намеченных выше эвтектических состава являются наиболее легкоплавкими, то частичное плавление щелочно-ультраосновного и щелочно-базальтового вещества может создавать щелочную жидкость с широкой вариацией в составе от сиенитов до уртитов. При благоприятной тектонической обстановке такая магма может проникать в пределы земной коры и образовывать соответствующие интрузивные тела.

Одним из допустимых вариантов формирования щелочных пород является крайний случай рассмотренного частичного плавления субщелочного вещества, который может быть применен и для других условий. Бейли и Шейрером (1962—1963) показано, что остаточные жидкости вблизи ийолит-мельтейгитовой, фойяитовой и кварцсодержащей эвтектик сильно обогащены дисиликатом натрия ($\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$) в системе $\text{Na}_2\text{O}—\text{Al}_2\text{O}_3—\text{Fe}_2\text{O}_3—\text{SiO}_2$ при давлении 1 *атм*. В природных условиях эти остаточные жидкости или жидкости, образованные при частичном плавлении, богаты летучими компонентами и являются агентами метасоматоза. Воздействуя на вмещающие породы, они могут образовывать сложный ряд метасоматических пород. Так по силикатным породам обычно образуются фениты. Породы, содержащие большое количество глинозема, могут подвергаться нефелинизации. В некоторых случаях эти щелочные растворы могут затуше-

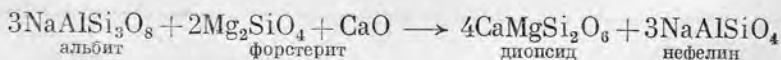
вызвать первично-магматические черты «родительской» породы и образовывать постепенные переходы с вмещающими породами. Примерами подобных взаимоотношений, вероятно, могут быть мариуполиты Приазовья, уральские мпаскиты и щелочные метасоматиты пояса Онтарио.

Широкой известностью длительное время пользовалась гипотеза образования фельдшпатоидных пород путем ассимиляции магмой гранитного (или иного) состава карбонатного материала или углекислоты. Эта гипотеза разрабатывалась Дэли и его последователем Шэндом [Дэли, 1933].

Иногда действительно щелочные фации пород появляются на контактах основных и кислых интрузивных тел с карбонатными породами. Однако описанные частные случаи, например в Дежневском массиве на Чукоте, на Урале, о. Скай, указывают на незначительный масштаб этого явления, что объясняется слабой перегретостью гранитных магм и их ограниченной способностью усваивать посторонний материал.

Д. С. Коржинским [1960] разработаны теоретические основы, поясняющие причину повышения щелочности гранитного расплава при взаимодействии с кальциево-магнезиальными породами. Гранитная магма и содержащиеся в ней растворы, взаимодействуя с вмещающими карбонатными породами, растворяют последние, это приводит к увеличению активности оснований в растворе. Наиболее сильные основания — окись калия и натрия — диффундируют из раствора в магму, а кремнезем — из магмы в раствор. Растворы, удаленные из остывающего магматического тела, будут обогащены кремнеземом и способствовать скарнированию карбонатных пород, а в эндоконтактных участках гранитного массива должны появиться щелочные фации пород. Тилли [Tilley, 1949] описан случай появления щелочных фаций в гранитах на контакте с доломитами на о. Скай. Он указывает, что граниты обогащаются K_2O , а в карбонатных породах повышается содержание SiO_2 и Al_2O_3 .

Тела габброидного состава в контакте с известняками образуют зону пироксенитов, тералитов, волластонит-гранатовых пород. Остаточные жидкости при таком взаимодействии и кристаллизации могут содержать нефелин и мелилит. Тилли [Tilley, 1952] приводит следующую реакцию, объясняющую указанные взаимоотношения:



Эмпирически установлено также, что в контаминированных породах и скарнах резко увеличивается роль K_2O , а в остаточных жидкостях, формирующих щелочные породы, возрастает отношение $FeO : MgO$.

Глава IX. ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

§ 62. Магматические формации

В задачи петрографического исследования входят в первую очередь описание и классификация горных пород, на этой основе возможно и обсуждение их происхождения. Не только минеральный парагенезис магматических пород, но и природные ассоциации последних являются закономерными и обусловлены рядом геологических и физико-химических причин.

Для отражения временной, пространственной и парагенетической связи изверженных пород применяется ряд терминов: петрографическая провинция, тектоно-магматический комплекс, магматическая формация.

В советской геологической литературе наиболее употребимым является формационное подразделение магматических пород. В последней сводке Ю. А. Кузнецова [1964] указано, что магматические формационные типы «... отличаются друг от друга прежде всего характерным набором пород, некоторыми особенностями их петрохимии и минерального состава, металлогенической специализацией и приуроченностью к определенным типам геологических структур». В этом определении автор, следуя за Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым, не указывает на генетическую связь пород внутри формации, чтобы придать описанию этих ассоциаций объективный характер. Перечисленные критерии позволяют выделить и классифицировать разнообразные формации, однако не только это должно являться конечной целью их геологического изучения. Анализ эмпирического материала с привлечением данных физической химии устанавливает и генетическое родство пород внутри формации. Для магматических формаций главными вопросами генезиса являются определение источника магматических расплавов, оценка температур и давлений в про-

Схематическая классификация

Геосинклинальные области				
Вулканические			Плутонические	
Начальной стадии	Средней стадии	Поздней стадии	Начальной стадии	Средней стадии
Спилито-керагофировая Базальто-андезитовая	Базальто-андезито-дацитовая Андезито-дацитолипаритовая	Трахиандезитовая Базальто-липаритовая	Габбро-диабазовая Гипербазитовая Габбро-диорито-плагногранитная	Габбро-диорито-гранитная Гранодиорито-гранитная

цессе формирования магм и кристаллизации пород, вид контроля, которым управляются процессы дифференциации.

Значимость последних положений сама по себе очевидна, но в ряде случаев лишь при их обсуждении решается вопрос о принадлежности тех или иных комплексов пород к единой формации.

Ф. Ю. Левинсон-Лессингом [1888], В. М. Гольдшмидтом [Goldschmidt, 1922], А. А. Полкановым и Н. А. Елисеевым [1941] при изучении магматических пород особое внимание обращалось на установление генетического родства между ассоциирующими типами («штамм», «естественный ряд» и т. д.). Это тем более важно, что в природных условиях даже незначительные различия в эволюции исходной магмы могут привести к неодинаковому «набору» пород или к неполному проявлению рядов. В этих случаях формальное следование критериям, положенным в основу выделения формаций, может привести к необоснованному разделению или объединению групп пород.

Под магматической формацией можно понимать природную ассоциацию пород, закономерно появляющуюся на определенных этапах развития крупных структур земной коры; фациальные члены ассоциации имеют общность в химическом и минеральном составе; последовательность формирования отдельных пород и изменение их состава в формации контролируются физико-химическими процессами в глубинном магматическом очаге или на месте консолидации.

Крупное подразделение формаций определяется глобальными геологическими структурами, соответственно чему и выделяют формации континентов и океанов. В пределах континентов различают магматические формации складчатых поясов и платформ. Формации складчатых поясов отличаются не только составом, но и временем их образования в процессе развития складчатого пояса. По последнему признаку выделяют формации ранних, средних и поздних

Таблица 27

ия магматических формаций

кие	Платформенные области		Древние щиты
	Вулканические	Плутонические	
Поздней стадии			
Габбро-сиенитов — нефелиновых сиенитов Щелочных гранитов	Толито-базальтовая (трапповая) Трахибазальтовая	Габбро-сиенитовая Щелочно-ультраосновная	Мигматитовые Анортозитов и лабрадоритов Рапакиви

этапов, а в каждом из этапов различают плутонические и вулканические ассоциации.

В настоящее время подразделение этапов развития складчатого пояса на ранние, средние и поздние этапы по отношению ко времени проявления основной складчатости заменило собой термины до-, син- и посторогенные стадии. Рациональность такой замены можно показать хотя бы из того факта, что орогенез (глыбовая перестройка складчатой области) происходит в конце развития геосинклинальных поясов. В табл. 27 приведена схематическая классификация типов магматических формаций для геосинклинальных и платформенных областей и областей древних щитов.

§ 63. Первичные магмы

По мнению многих геологов, одной из первичных магм является базальтовая магма. Это определяется широким распространением

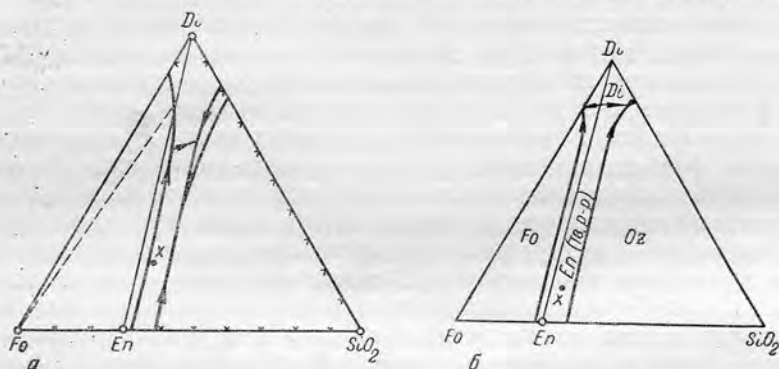


Рис. 111. Диаграмма форстерит (Fo) — дионсид (Di) — кварц (SiO_2) при давлении 1 ат (а) и при давлении 10 кбар (б) [Йодер, Тилли, 1965].

базальтов на поверхности Земли, массовыми излияниями в течение всей геологической истории и большой однородностью этих пород (§ 34). Вместе с тем большинство тех же исследователей полагает, что базальтовая магма возникает при частичном или полном плавлении подкорового вещества мантии, по составу отвечающего гранатовому перидотиту [Йодер, Тилли, 1965], плагиоклазовому перидотиту [Боуэн, 1934]. Это предполагает возможность генерации и ультраосновных магм. На вероятность подобного процесса указывает и частое появление интрузивных ультраосновных пород в составе щелочно-ультраосновных комплексов (§ 28).

Наконец, обзор происхождения гранитных пород (§ 46) устанавливает, что гранитная магма также может иметь самостоятельное значение.

Две первые магмы возникают ниже уровня земной коры, и их состав зависит от следующих факторов.

1. От состава вещества верхней или средней мантии. Современные оценки состояния и состава таких горизонтов Земли предполагают, что они могут быть представлены гранатовыми перидотитами, дунитами и даже оливиновыми базальтами.

2. От давления, которое существует на этих глубинах. Для большинства минералов установлено увеличение точек плавления с глубиной. Однако у одних минералов точки плавления повышаются довольно резко (например, альбит), а у других медленно (например, анортит). Это приводит к тому, что из вещества сложного состава для данного давления и температуры будут выплавляться не все минеральные фазы. Влияние изменения давления на состав жидкости при плавлении иллюстрируется диаграммой форстерит-диопсид-кремнезем при давлении 1 ат и 10 кбар (рис. 111, а, б). Рис. 111, а показывает, что при частичном плавлении в условиях низкого давления образующаяся жидкость из состава x соответствует толениту. При высоком давлении линия энстатит-диопсид является термальным барьером вследствие перемещения пограничных кривых влево. В этом случае при частичном плавлении из того же валового состава будет выплавляться жидкость состава оливинового толенита.

3. От температуры, оценка которой чрезвычайно затруднена не только различным геотермическим градиентом для различных областей, но и влиянием радиогенного тепла и потоков тепла, приносимого веществом мантии.

Возможно, существует еще ряд факторов, одним из которых является своеобразное положение кривых плавления — кристаллизации для некоторых составов. Так, в системе $\text{CaO} \cdot \text{FeO} \cdot \text{SiO}_2 - 2\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$ (Willy, 1960) различные температуры плавления могут обусловить плавление рядов пород варьирующего состава — от 20 до 70% форстерита (рис. 112); выше определенного барьера значительным изменениям температуры соответствует незначительное изменение состава. Для данной диаграммы выплавление пикрито-подобных жидкостей требует чрезвычайно высоких температур.

Вопросы происхождения гранитной магмы обсуждались ранее (§ 51).

§ 64. Факторы магматической эволюции

Приведенные примеры показывают, что всего многообразия изверженных пород нельзя объяснить, не привлекая других факторов магматической эволюции.

Магматический расплав в первичном подкоровом участке на промежуточных уровнях или на месте окончательной кристаллизации может испытывать дифференциацию, т. е. приводит к образованию различных пород из первичной жидкости.

До сих пор было принято различать следующие типы дифференциации: 1) магматическая (докристаллизационная) и 2) кристаллизационная. Однако вряд ли возможно придерживаться строгого разделения этих процессов, так как магма лишь в редких случаях

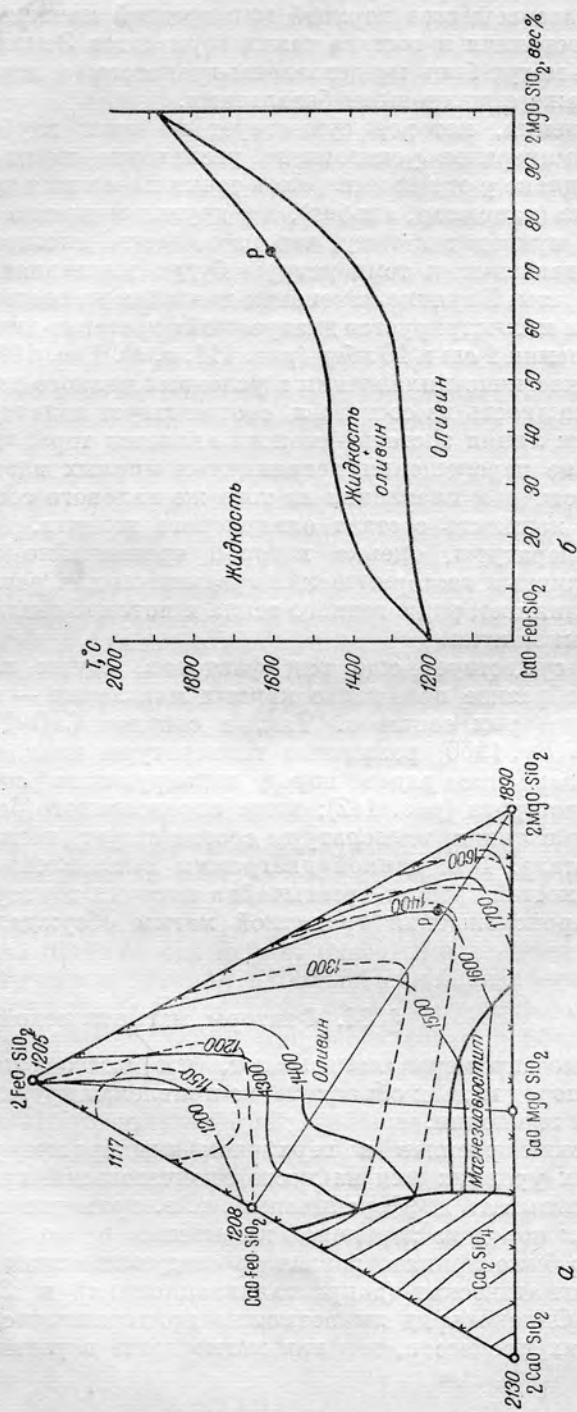


Рис. 112. Диаграмма $2CaO \cdot SiO_2 - 2FeO \cdot SiO_2 - 2MgO \cdot SiO_2$ (а); разрез той же диаграммы по линии $CaO \cdot FeO \cdot SiO_2 - 2MgO \cdot SiO_2$ (б). Сплошные кривые соответствуют линиям ликвидус, пунктирные — линиям солидус [Вулине, 1966].

может быть совершенно гомогенной жидкостью, но чаще является смесью расплава и кристаллов. Отсюда следует, что процессы магматической и кристаллизационной дифференциации могут быть не только разделенными во времени, но и происходить одновременно.

От времени образования магматического расплава на больших глубинах до его окончательной консолидации (в близповерхностных условиях) можно различать следующие виды процессов дифференциации.

1. Зонная плавка была рассмотрена А. П. Виноградовым и А. А. Ярошевским [1965] как процесс глубинной дифференциации магмы, приводящей к появлению из основной по составу жидкости остаточных легкоплавких продуктов. В пределах мантии возникшая расплавленная зона, в случае ее значительной протяженности по вертикали, будет находиться в условиях неодинаковых давлений для нижних и верхних ее участков. В нижних повышенное давление будет приводить к кристаллизации тугоплавких компонентов (вследствие увеличения температур кристаллизации и повышения давления) и выделению теплоты. Остаточный расплав не только обогащается легкоплавкими компонентами, но частично плавит породы кровли, расходуя на это свою тепловую энергию. Таким образом, кристаллизация в нижних частях камер и плавление в верхних приводит к радиальному перемещению зоны плавления и обогащению расплава легкоплавкими компонентами, т. е. дифференциации жидкости. На любой стадии этого процесса глубинные разломы могут прервать этот процесс и вызвать перемещение расплава в верхние горизонты земной коры.

Геологическая значимость этого процесса подтверждается не только экспериментальным путем, но и петрографическими доказательствами, свидетельствующими о возможности кристаллизации магмы снизу вверх в пределах реальных интрузивных тел [Орлов, 1963; Розин, 1964].

2. Собственно магматическая дифференциация может, вероятно, осуществляться в некоторых камерах при относительно стабильных тектонических условиях.

А. Наиболее вероятным механизмом, который приводит к неоднородности в гомогенном расплаве, является влияние растворенной воды на перераспределение компонентов в магме [Kennedy, 1955]. Этот процесс приводит к диффузии воды в апикальные части магматической камеры. Большая растворимость многих компонентов (SiO_2 , Na_2O , K_2O и даже FeO) в газовой фазе H_2O предполагает, что этот процесс обусловит более кислый или щелочной состав расплава в верхних частях магматического очага, но с постепенным переходом между зонами. При благоприятных тектонических условиях расплавы могут подаваться к поверхности с различных уровней магматической камеры. Описаны случаи (см. § 34), когда антидромный характер (от кислых к основным) магматических порций, формирующих эффузивные серии траппов, различное содержание летучих

компонентов в ранних и поздних фазах, по-видимому, свидетельствуют о реальности этого типа дифференциации.

Б. Многие петрографы предполагали, что в силикатном магматическом расплаве возможен процесс разделения на две несмешивающиеся жидкости, аналогично разделению силикатной и рудной жидкости в металлургическом процессе. Многочисленные экспериментальные исследования не подтвердили большой значимости этого явления. Несмесимость действительно имеет место для расплавов, содержащих в значительных количествах TiO_2 , Cr_2O_3 или SiO_2 (рис. 113). Повышение содержания F и P_2O_5 также способствует появлению несмесимости. Геологический материал свидетельствует, что масштабы процесса ликвации весьма незначительны, а породы, в образовании которых он участвует, относятся к разряду петрографических уникумов. В § 31 были описаны сферические текстуры в лавах основного ряда — вариолиты. Известны сфероидальные образования в эффузивных траппах и др.

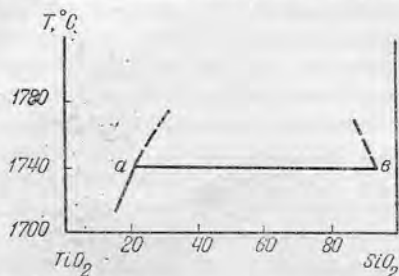


Рис. 113. Схематическая диаграмма состояния системы $TiO_2 - SiO_2$. Точки a и b означают составы жидкостей, обогащенных соответственно TiO_2 и SiO_2 .

В этих примерах существуют структурно-минералогические доказательства возникновения обособлений в магматическую стадию. Сопоставление химического и минерального состава сфероидов и окружающей породы, а также различие структур указывают на повышенное содержание летучих компонентов в вариолях. Приуроченность этих образований к краевым частям шаров или краевым участкам покровов свидетельствует, что стадия неомогенного состояния в магме может быть сохранена лишь в результате быстрого остывания.

3. Фракционная кристаллизация является одним из ведущих процессов дифференциации сложных расплавов. В чистом виде фракционная кристаллизация осуществляется при изменении физических условий кристаллизации для относительно глубоко залегающих интрузивных тел.

Существенное влияние на процесс фракционной кристаллизации оказывают следующие факторы.

А. Растворенная в силикатном расплаве вода. Ее содержание в первоначальном объеме магматического расплава является незначительным. В этих условиях первые кристаллические фазы (оливин, пироксен) содержат двухвалентное железо; с увеличением их количества роль растворенной воды в остаточном расплаве повышается и это может приводить к обильному выпадению магнетита. Последний будет находиться в реакционных соотношениях с оливином и пироксеном и обогащать отдельные прослои интрузивного тела,

гранитные магмы, обладающие незначительным запасом тепла, могут ассимилировать незначительное по объему и ограниченное по составу вещество. Позднее Боуэном и Таттлом [Bowen, Tuttle, 1958] и Н. И. Хитаровым [1964] было показано, что некоторые гранитные жидкости испытывают разогрев по мере их продвижения к земной поверхности. Н. И. Хитаров даже указывает уровень — 10—20 км от поверхности Земли, ниже которого может происходить повышение температуры расплава гранитного состава. Однако и это лишь незначительно повышает ассимиляционные способности гранитной магмы.

Для оценки процесса ассимиляции очень интересными оказались результаты исследования Кларка, Шейрера и Нейфвиля [Clark, Schairer, Neufville, 1962] системы $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ — SiO_2 при давлении 30 кбар. При таком высоком гидростатическом давлении эвтектическая точка в этой системе не только смещена в сторону апортита, но и имеет температуру на 125° С выше по сравнению с давлением в 1 ат. Следовательно, образованная на значительной глубине, близкая по составу к базальту жидкость в случае ее быстрого перемещения в менее высокие горизонты может оказаться сильно перегретой. В этом случае ассимиляционная способность такого расплава будет большой. Некоторые плагиогранитные, гранодиоритовые и диоритовые комплексы, по-видимому, могут образовываться при ассимиляции базальтовой магмой в перегретом состоянии силикатных гнейсовых и сланцевых толщ в основании сиаля.

Другим по своей физико-химической сущности является процесс магматического замещения (гранитизации) по Д. С. Коржинскому [1952]. Основной принцип этого процесса дифференциации рассмотрен в § 61.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Глава X. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕТАМОРФИЗМЕ

§ 65. Факторы и виды метаморфизма *

Под термином «метаморфизм» понимают структурные и минеральные превращения, которые происходят в ранее существовавших горных породах, испытывавших приспособление к новым физико-химическим условиям.

Метаморфические преобразования осуществляются в большинстве случаев ниже зоны выветривания и не сопровождаются переплавлением пород **. Главнейшими факторами метаморфизма являются повышение температуры, одностороннего и гидростатического давления, а также воздействие на метаморфизируемую породу растворов и эманаций.

Повышение температуры может быть связано с воздействием магматических масс, с радиоактивным распадом и экзотермическими реакциями, с погружением пород в глубины Земли.

Одностороннее давление (стресс) наиболее интенсивно проявляется в подвижных областях в связи с орогенезом.

Гидротермы, газогидротермы и пневматолиты различного состава обусловлены магматическими и постмагматическими процессами; вода, углекислота и некоторые другие «летучие» компоненты могут присутствовать и в первичных осадочных породах, особенно богаты ими осадки геосинклинального типа. Действие водных растворов и углекислоты является мощным фактором метаморфизма, так как эти наиболее подвижные компоненты импрегнируют массу горных

* Термин «метаморфизм» произошел от греческого слова «метаморфоз», что означает изменение или превращение.

** Исключение составляют породы контактового метаморфизма, связанного с экструзиями, и продукты дислокационного метаморфизма.

пород, способствуя ходу химических реакций, происходящих при метаморфических изменениях. Метаморфические процессы, происходящие без существенного изменения химического состава исходного материала, называются изохимическими. Процессы, сопровождающиеся существенным преобразованием химического состава, причисляют к аллохимическим, или метасоматическим. Породы, сформировавшиеся при метасоматических процессах, называют метасоматитами.

Следовательно, метаморфические и метасоматические породы образуются вблизи (или в незначительном удалении) от магматических масс, где резко сказывается влияние температуры, а также осуществляется миграция веществ, в орогенных зонах, где существенное значение имеет ориентированное давление (стресс), либо при погружении первичных пород в глубины Земли. В этом существенное отличие метаморфических процессов от процессов выветривания, диагенеза и цементации, характерных для формирования осадочных пород, которые происходят на поверхности Земли или вблизи нее и осуществляются при низких температурах и атмосферном давлении.

Метаморфические процессы происходят в твердом состоянии или при весьма незначительном количестве жидкой фазы. Перекристаллизация пород в твердом состоянии получила название кристаллобластеза, или просто бластеза.

Реакции в твердом состоянии изучены советскими и зарубежными учеными, и в настоящее время признается их важное значение при процессах метаморфизма. Остроугольная форма ксенолитов при полном преобразовании структуры и минерального состава слагающих их пород, специфика строения метаморфических пород и многие другие особенности указывают на то, что изменения при метаморфизме происходили без расплавления исходного материала. Жидкая фаза приобретает существенную роль при изменении пород лишь при метасоматозе и процессах ультраметаморфизма.

При метаморфизме и метасоматозе происходит изменение как структурно-текстурных особенностей исходных пород, так и их вещественного состава. Соответственно этому все основные вопросы, возникающие при изучении метаморфических процессов, можно объединить в две группы. Первая группа вопросов относится к изучению механических деформаций и их влияния на формирование структурно-текстурных особенностей метаморфических пород. Вторая группа вопросов касается изучения физико-химического равновесия между минеральными фазами метаморфических и метасоматических образований [Елисеев, 1963].

В настоящее время нет общепринятого деления метаморфических процессов и метаморфических пород. Удобна следующая классификация типов метаморфизма, основанная на преобладании в них того или иного фактора и общего типа возникающих пород.

Катакластический метаморфизм, или динамометаморфизм. Главный фактор — одностороннее давление, или стресс (гл. XI).

Автометаморфизм. Автометаморфические изменения происходят в магматических породах в результате падения температуры и воздействия на их составные части постмагматических газов и водных растворов, содержащихся в том же интрузивном теле (гл. XII).

Контактовый метаморфизм. Контактво-метаморфические изменения происходят во вмещающих породах под влиянием их прогрева магматическими массами (термальный контактовый метаморфизм, гл. XIII); выделяют также контактово-метасоматические процессы, происходящие с существенным изменением состава исходных пород под влиянием растворов и пневматолитов. Этот тип метаморфизма называется контактово-метасоматическим, или аддитивным; рассматривается он совместно с другими типами метасоматических изменений в гл. XVI.

Региональный метаморфизм (гл. XIV). Этот тип метаморфического изменения пород развит на обширных площадях и приурочен к складчатым областям. Главными его факторами являются температура и давление *, а также воздействие воды и углекислоты, способствующие ходу химических реакций. В формировании пород регионального метаморфизма могут участвовать и метасоматические процессы.

Ультраметаморфизм (гл. XV). Ультраметаморфические изменения осуществляются в глубинных частях складчатых поясов. Образование ультраметаморфических пород происходит при существенном значении расплавов. Факторами ультраметаморфизма являются высокая температура и гидростатическое давление, а также привнос и вынос веществ.

Метасоматоз (гл. XVI). Метасоматоз может сопровождать различные типы метаморфических изменений, его развитие связано преимущественно с магматической и постмагматической деятельностью. Рассмотрение всех метасоматических пород приводится в § 80.

В последовательности метаморфических превращений следует различать прогрессивный и регрессивный метаморфизм, или диафторез. Первый происходит при повышающейся температуре и увеличении давления, для второго характерно снижение этих параметров.

§ 66. Вещественный состав и некоторые особенности фазового равновесия

Особенности химизма метаморфических пород, исключая метасоматиты, обусловлены исходным материалом, из которого они образуются, — магматическим или осадочным.

Для наименования метаморфических пород, возникших за счет преобразования магматического материала, нередко используют термин «орто» (ортогнейсы, ортоамфиболиты); при исходном осадочном составе употребляют приставку «пара» (парагнейсы и т. п.).

* Вследствие этого его нередко называют динамотермальным.

Химизм ортопород характеризуется специфическими особенностями состава магматических пород (см. § 7). Продукты метаморфизма кварц-полевошпатовых пород (гранитов и гранитоидов) будут существенно отличаться по составу от метаморфических пород, возникших при изменении ультраосновных и основных пород (см. гл. XIII).

Наиболее распространенными осадочными породами являются глины, обломочные породы (песчаники) и карбонатные породы (известняки, доломиты и др.). Химический состав главных представителей этих групп приведен в табл. 28.

Таблица 28

Химический состав главных типов осадочных пород, %

Породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +FeO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	CO ₂
Глины и глинистые сланцы . .	60,1	16,5	6,9	2,3	1,4	3,6	1,0	1,5
Песчаники	78,7	4,8	5,9	1,2	5,5	1,3	0,5	5,0
Известняки	5,1	0,8	0,5	7,9	42,6	—	0,5	41,6

Из приведенной таблицы видно, что в глинистых породах главное значение имеют SiO₂ и Al₂O₃, составляющие более ³/₄ породы. Наряду с ними в глинах содержатся все породообразующие окислы магматических пород, преобладают среди них K₂O, MgO и окислы железа.

Среди обломочных пород наибольшее развитие имеют кварцевые пески и песчаники, несколько менее распространены кварц-полевошпатовые разновидности (аркозы) и граувакки, последние содержат обломки различных пород, а также феррических минералов и плагиоклаза. Во многих граувакках может присутствовать кварц. Цемент обычно глинистый. Их образование связано, по мнению большинства исследователей, с размывом вулканокластических толщ. Характерной особенностью является слабая окатанность обломков и плохая сортированность материала.

Карбонатные породы состоят в основном из карбонатов кальция и магния; в известняках резко преобладает CaO, в доломитах существенное значение приобретает MgO. Большое значение имеют промежуточные по составу типы, например мергели, представляющие собой глинисто-карбонатные породы, суглинки (песчано-глинистые породы) и некоторые другие.

Приведенные данные показывают, что магматические породы кислого состава сопоставимы с аркозами, кварцсодержащими граувакками и некоторыми глинами, последние, однако, часто обогащены Al₂O₃; основные и средние магматиты могут быть близки по химизму с мергелями и граувакками, а ультраосновные — с кремнистыми доломитами и магнезитами. Кварцевые песчаники и яшмы отличаются повышенным содержанием кремнезема.

Состав возникающих минеральных парагенезисов в орто- и парапородах при глубоких метаморфических преобразованиях вышеуказанных разновидностей осадочных и магматических образований может быть близким и даже идентичным.

Минеральный состав метаморфических пород весьма разнообразен. Тип минеральных парагенезисов зависит от исходного состава пород, от температуры, давления, а в случае метасоматоза — от состава привносимых веществ.

В метаморфических породах имеют существенное значение многие минералы магматических пород, главнейшими из которых являются кварц, полевые шпаты, слюды, амфиболы, пироксены. Неустойчивы в условиях метаморфизма лейцит, нефелин*, «высокие» модификации полевых шпатов**, пижонит, базальтическая роговая обманка и некоторые другие. Существует большая группа минералов, специфических (типоморфных) для метаморфических пород, по составу их можно разделить на следующие подгруппы.

А. Минералы, богатые глиноземом, включая магнезиально-глиноземистые и железо-глиноземистые, образуются при контактовом и региональном метаморфизме глин и глинистых пород, содержащих магний и железо. К этим минералам относятся андалузит, силлиманит, дистен, ставролит, диаспор, пирофиллит, кордиерит, хлориты и хлоритоиды, турмалин.

Б. Минералы, богатые магнием и кальцием, — тальк, серпентин, брусит, флогопит, периклаз, антофиллит и куммингтонит, форстерит, хондродит, волластонит, тремолит, диоксид, геденбергит, везувиан, гранаты, скаполит, группа эпидота и др. Эти минералы имеют широкое развитие в продуктах контактового и регионального метаморфизма. При изохимическом метаморфизме формирование новых минералов происходит в твердой среде, что обуславливает некоторые специфические особенности их развития (см. § 67).

При перекристаллизации в твердом состоянии так же, как и при кристаллизации из магматического расплава, наблюдается стремление к установлению физико-химического равновесия и формированию равновесных минеральных парагенезисов. Это доказывается выдержанностью минерального состава регионально метаморфических пород на больших площадях, равновесностью минерального парагенезиса роговиков и другими особенностями.

Процессы метаморфизма, особенно высокотемпературного, ближе к равновесным, чем магматические [Елисеев, 1963], это, по-видимому, связано с прогрессивным характером кристаллизации при метаморфизме, обусловленным повышением температуры. Установлено, что при повышении температуры на 10°C скорость химических реакций возрастает вдвое, а при повышении на 100°C — в 1000 раз. Таким образом, повышение температуры, наряду с длительностью

* Нефелин может присутствовать в некоторых метасоматитах.

** Они являются существенными минералами пород савдинитовой фации контактового метаморфизма.

термального воздействия, является важнейшим фактором физико-химического равновесия.

Важно отметить, что и для пород, достигших состояния равновесия, и для пород, испытывающих стремление к такому состоянию, приложимо правило фаз Гиббса. Впервые В. М. Гольдшmidt применил правило фаз Гиббса к изучению контактовых роговиков и указал, что для того, чтобы определенный минеральный парагенезис был широко распространен в природе, он должен быть устойчивым в широком интервале температур и давления; т. е. система должна иметь две степени свободы. В соответствии с этим правилом фаз Гиббса будет иметь следующий вид: $n = k + 2 - p = 2$, где n — количество степеней свободы; k — число компонентов; p — число фаз. Отсюда В. М. Гольдшmidt [Goldschmidt, 1911] вывел известное минералогическое правило фаз, показывающее, что при произвольном давлении и температуре могут устойчиво существовать не более k минералов.

В большинстве метаморфических пород, однако, число минералов значительно меньше, чем число компонентов. Среди последних так же, как в магматических породах, главное значение имеют SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O . Уменьшение числа минералов по сравнению с количеством компонентов породы связано с тем, что многие химические элементы изоморфно замещают друг друга, формируя одну твердую фазу (минерал). К таким химическим элементам относятся кальций и натрий, являющиеся составными частями плагиоклазов, магний и железо, входящие в оливин и пироксены, и многие другие. Роговая обманка, например, является своеобразным минералом, в состав которого входят различные окислы, характеризующиеся сложными изоморфными замещениями; с этой особенностью связано широкое распространение амфиболитов анхимономинерального состава или содержащих незначительное количество других минералов.

Д. С. Коржинский ввел понятие о дифференциальной подвижности компонентов и выделил вполне подвижные и инертные. Первые характеризуются постоянной концентрацией вследствие легкой растворимости их и диффузии в растворах, пропитывающих породу. Вторые растворяются и диффундируют очень медленно; поэтому их концентрация резко отличается от таковой в растворе. Соответственно масса инертных компонентов при метаморфизме (в противоположность подвижным) не претерпевает существенного изменения.

Среди инертных компонентов выделяют реагирующие (или виртуальные), избыточные, безразличные и компоненты-примеси. С реагирующими компонентами связан тип минерального парагенезиса породы и количественные соотношения между главными минералами. Избыточные компоненты присутствуют в виде отдельных минералов, увеличивая соответственно число фаз и компонентов. Безразличные компоненты дают соединения определенного состава, например фосфор, титан, цирконий образуют соответственно апатит, сфен, циркон.

К компонентам-примесям относятся такие химические вещества, которые в минералах метаморфических пород присутствуют в незначительных количествах и не формируют самостоятельных фаз. К ним относятся, например, барий, рубидий, марганец и др.

Учитывая роль и значение компонентов при метаморфизме, Д. С. Коржинский указал, что наибольшее число устойчивых, совместно образующихся в породе минералов равно числу компонентов за вычетом вполне подвижных компонентов и компонентов-примесей.

На основе применения правила фаз Эскола выдвинуто представление о метаморфических фациях и установлена зависимость парагенетических ассоциаций минералов от факторов физико-химического равновесия.

§ 67. Структуры и текстуры метаморфических пород

Структуры и текстуры метаморфических и метасоматических пород определяются в основном теми же признаками, что и для магматических образований.

Среди структур метаморфических и метасоматических пород выделяют следующие: 1) кристаллобластические, 2) катакlastические и милонитовые, 3) реликтовые, или остаточные, и 4) метасоматические. Первые характерны для таких пород, в которых исходный материал полностью перекристаллизован и порода достигла равновесного состояния по отношению к новым термодинамическим условиям. Название этих структур происходит от слова «кристаллобластез» — перекристаллизация в твердом состоянии. Эта группа структур широко распространена в породах регионального и контактового метаморфизма. Катакlastические и милонитовые структуры типичны для продуктов динамометаморфизма. Их формирование связано с раздроблением отдельных минералов или всей породы.

Реликтовые, или остаточные, структуры характеризуются остатками сохранившейся структуры исходного осадочного или магматического материала.

Структуры метасоматических пород отличаются наличием замещения одних минералов другими и для многих случаев могут быть названы коррозийными.

Ниже приводится обзор главнейших типов структур метаморфических и метасоматических пород.

Структуры метаморфических пород

Кристаллобластические структуры. Этот тип структур характеризуется рядом специфических особенностей, к которым относятся следующие: 1) неправильные, часто изрезанные и бухтообразные контуры минералов; 2) многочисленные включения одних минералов в другие, 3) особенность расположения минералов в виде скоплений;

эта особенность связана с собирательной кристаллизацией, характерной для начальной стадии метаморфизма.

По форме минералов в метаморфических породах выделяют ксенобласты — кристаллы, обладающие неправильными контурами, и идиобласты, которые характеризуются правильной кристаллографической огранкой.

Форма минералов в большинстве метаморфических пород зависит от кристаллизационной способности минералов, а также от концентрации веществ, идущих на построение того или иного минерала.

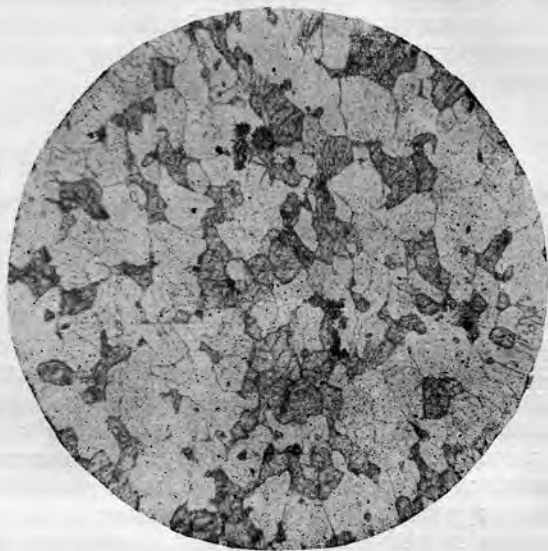


Рис. 114. Гранобластическая структура в диоксидкварц-битовинтовой породе. Западное Приладожье. Увел. 27, без анализатора.

Среди кристаллобластических структур выделяются разновидности, характеризующиеся морфологическими особенностями минералов, их относительными (и абсолютными) размерами, сочетанием друг с другом. Ниже дается краткая характеристика кристаллобластических структур.

Гранобластическая структура (син. гранобластовая) характеризуется тем, что все зерна породы обладают относительно одинаковым размером и имеют округлые или зазубренные контуры. По форме зерен выделяют разновидности гранобластической структуры — роговиковую, мозаичную, сотообразную и др. (рис. 114).

✓ *Роговиковая структура* характеризуется мелким размером составных частей и очень сильно изрезанными контурами минералов, она часто встречается в контактово-метаморфических породах — роговиках.

Мозаичная структура отличается от роговиковой большим размером составных частей. Для сотообразной структуры (сотовой) является типичной изометричная форма главных минералов, обладающих полигональными или округлыми очертаниями.

По абсолютным размерам зерен выделяют грубозернистую, среднезернистую, мелкозернистую и микрозернистую (микрогранобластическую) разновидности*.

Лепидобластическая структура (син. лепидобластовая, чешуйчатая, листоватая) развита в метаморфических породах, существенной составной частью которых являются чешуйчатые минералы — слюда, хлорит, тальк, хлоритоид. Она часто встречается в породах со сланцеватой текстурой (сланцы, гнейсы), в которых таблитчатые минералы имеют ориентированное расположение. Соответственно этому разрезы породы, параллельные и перпендикулярные сланцева-

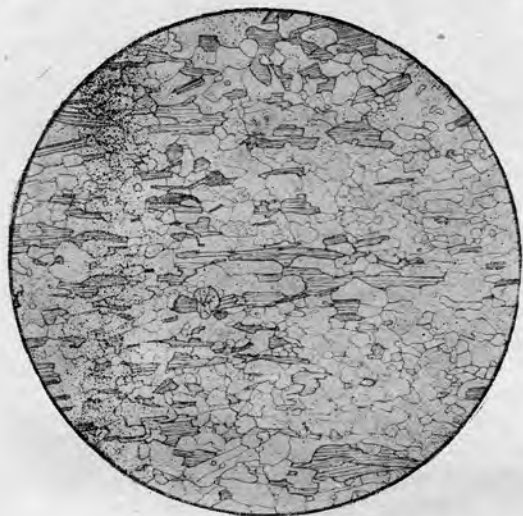


Рис. 115. Лепидобластическая структура в гнейсе.

тости, выглядят различно. В первых, например, биотит характеризуется отсутствием спайности, не плеохроирует и имеет низкую интерференционную окраску; в разрезах же, перпендикулярных к плоскости кристаллизационной сланцеватости, биотит обладает максимальным двулучепреломлением и плеохроизмом и имеет совершенную спайность (рис. 115).

Фибробластическая структура (син. фибробластовая, волокнистая) характеризуется наличием в породе большого количества волокнистых или игольчатых и тонкопластинчатых минералов — серпентина, амфибола, фибролита. Эти минералы переплетаются между собой, образуя тонковолокнистую основную массу породы. Фибробластическая структура встречается в серпентинитах, нефритах, фибролитовых сланцах, некоторых гнейсах (рис. 116).

Нематобластическая структура (син. нематобластовая). Типичной особенностью этой структуры является присутствие в породе

* Это разделение будет относиться ко всем перечисленным ниже структурам.

минералов, имеющих длиннопризматическое, шестоватое, стеблевидное развитие; они часто могут переплетаться и срастаться друг с другом. Эта структура распространена в амфиболитах и амфиболовых сланцах, дистеновых породах, турмалиновых сланцах (рис. 117).

Рис. 116. Фибробластическая структура в мелкозернистом амфиболите. Увел. 27, без анализатора.

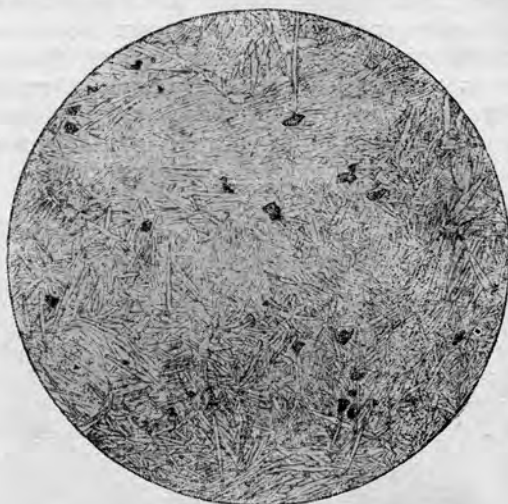
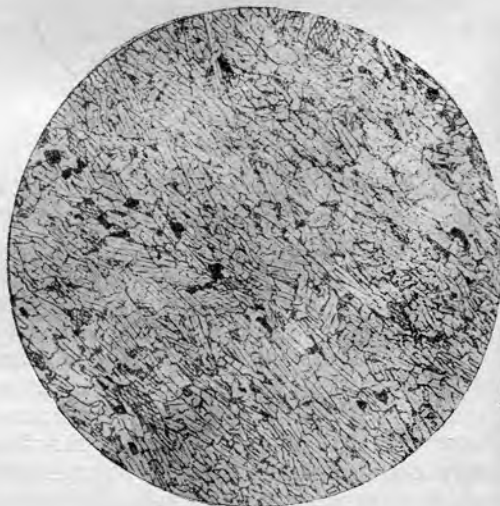


Рис. 117. Нематобластическая структура в куммингонитовом сланце [Половинкина и др., 1948].



Наименование «нематобластическая и фибробластовая структуры» можно рассматривать соответственно как грубо- и тонковолокнистые структуры [Половинкина и др., 1948].

Диабластическая структура (син. *диабластовая*) характеризуется прорастанием двух или нескольких минералов (рис. 118).

Разновидностью диабластических являются симплектитовые, дактилоскопические и мирмекитовые структуры. Все они обусловлены наличием весьма мелких сростаний минералов, видимых лишь под микроскопом. Симплектитовые структуры были выделены Седерхольмом [Sederholm, 1916] для докембрийских образований Финляндии — кордиеритовых гнейсов, гранат-диопсидовых амфиболитов и др. Они характеризуются тонкими сростаниями различных минералов, например, кварца и диопсида, кварца и кордиерита и др. Сростания причудливой формы, напоминающие отпечатки пальцев, получили название дактилоскопических. Они встречаются и в маг-

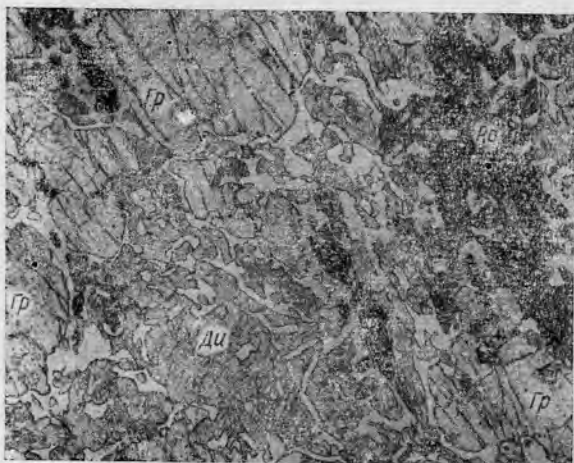


Рис. 118. Диабластическая структура в гранат-амфибол-диопсидовой породе.

Гр — гранат, Ди — диопсид, Р. о. — роговая обманка. Колл. К. А. Шуркина.

матических породах (образуясь, например, при распаде твердых растворов (см. рис. 98). Мирмекиты представляют собой червеобразные вrostки кварца в плагиоклазе на границе последнего с калиевым полевым шпатом.

Бекке, впервые описавший эти сростания минералов, считает, что они образуются при замещении калиевого полевого шпата плагиоклазом. Количество вrostков кварца в мирмеките зависит от содержания анортитовой составляющей плагиоклаза, чем богаче известно плагиоклаз, тем большее количество кварцевых вrostков имеется в мирмеките. Часть мирмекитов может иметь метасоматическое происхождение.

Друзитовые и келифитовые структуры (син. венцовая). Особенностью друзитовых структур является нарастание одних минералов на другие в виде каемок. Очень типична друзитовая структура для метаморфизованных основных пород, в которых оливин и пироксен окружены каемками гиперстена, амфибола, граната (рис. 119). Благодаря этой структуре породы получили название друзитов [Федоров, 1896]. Генезис беломорских друзитов в настоящее время считается вторичным.

Пойкилобластическая структура (син. пойкилобластовая). Морфологически пойкилобластическая структура характеризуется тем, что крупные зерна породы содержат многочисленные, более мелкие по размеру включения, не имеющие закономерной ориентировки.



Рис. 119. Друзитовая структура беломорского друзита. Увел. 27, ник. +. Колл. К. А. Шуркина.

В одних породах включения идиобластичны, в других имеют ксенобластическую форму. Разновидностью пойкилобластической структуры является ситовидная, которая отличается от пойкилобластической обилием включений. Эти структуры встречаются в роговиках, сланцах, гнейсах, амфиболитах (рис. 120).

Порфиробластическая структура (син. порфиробластовая). Этот тип структур характеризуется неравномерной зернистостью породы (гетеробластичностью), она обусловлена наличием крупных кристаллов — порфиробластов — среди более тонкозернистой массы, последнюю принято называть «основной тканью» (рис. 121). Порфиробласты могут быть представлены различными минеральными видами, в одних случаях это минералы, обладающие наибольшей кристаллизационной силой, — гранат, дистен, ставролит, андалузит и другие; в случае метасоматических процессов порфиробласты часто представлены микроклином, альбитом, а также слюдой, турмалином, топазом (в грейзенах), эгирином (в фенитах) и т. д. В наиболее типичных случаях минералы, слагающие порфиробласты, не встречаются в основной ткани; по этой особенности они отличаются от порфирокластических структур и текстур, например очковой (§ 71). Часто в порфиробластах наблюдаются включения минералов основной ткани, а также реликты исходного материала — например в случае гелицитовой структуры.

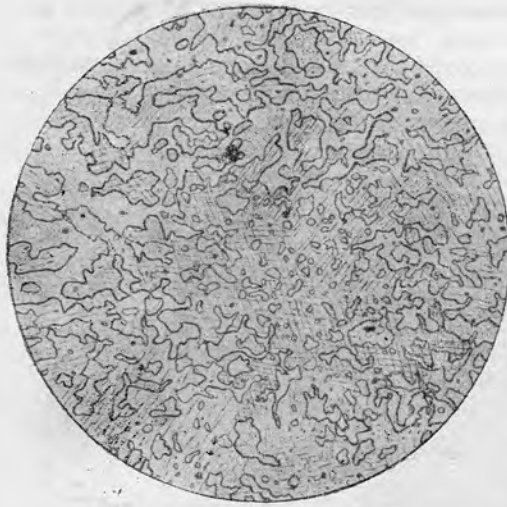


Рис. 120. Пойкилобластическая структура в кварц-плагиоклазовом амфиболите (по Харкеру).



Рис. 121. Порфиробластическая структура в дистено-мусковитовой породе [Половинкина и др., 1948].

Основная ткань породы может иметь одну из разновидностей кристаллобластических структур.

Гломеробластическая структура (син. гломеробластовая) характеризуется расположением минералов в виде отдельных групп, каждая из которых имеет состав, близкий к мономинеральному*. Гло-

* По аналогии с такситовыми текстурами магматических пород этот тип структуры правильнее было бы относить к текстурам.

меробластическая структура встречается в роговиках, сланцах, амфиболитах.

Часто в одной и той же метаморфической породе можно наблюдать различные особенности строения, например, иногда порфиробласты содержат пойкилитовые включения, а среди основной ткани



Рис. 122. Катакластическая структура. Увел. 6, без анализатора. Северо-Западное Приладожье.

наряду с преобладанием чешуйчатых форм минералов имеются зерна кварца с мозаичными очертаниями. В указанном случае структура породы должна быть названа порфиробластической с лепидобластической основной тканью; остальные черты строения следует отразить в описании, так как название структуры должно быть по возможности простым.

Катакластические и милонитовые структуры. Катакластическая структура возникает в начальных стадиях раздробления пород. Она характеризуется присутствием раздробленных зерен кварца, полевых шпатов и других хрупких минералов. Более пластичные минералы (слюды, хлориты, тальк) часто бывают изогнуты. Во многих зернах наблюдаются волнистое или мозаичное угасание, микросдвиги, двойники скольжения и другого рода механические деформации (рис. 122).

Одной из наиболее распространенных разновидностей катакластической структуры является цементная, или порфирокластическая (син. бетонная, Mörtel structur). В породах с цементной структурой находятся крупные зерна, уцелевшие от раздробления, которые погружены в мелко раздробленную основную ткань. Основная ткань имеет катакластическую структуру и возникает за счет обламывания краев более крупных зерен при их вращательных движениях. Нередко можно наблюдать частичную перекристаллизацию породы;

при увеличении степени перекристаллизации наблюдается переход к бластомилонитовым, очковым или свилеватым структурам (текстурам).

Для пород, имеющих катакластическую структуру (в отличие от милонитовых структур), характерны однородная текстура и отсутствие развальцевания и сланцеватости.

Милонитовые структуры. Термин «милониты» применяется для пород, подвергшихся весьма интенсивному раздроблению и развальцеванию и обладающих тонкополосчатой текстурой. По степени раздробления породы можно выделять тонко- и грубомилонитовые структуры (рис. 123, 124).



Рис. 123. Структура тонкополосчатого милонита. Увел. 17, без анализатора. Северо-Западное Приладожье.

В милонитах наряду с раздроблением пород могут происходить сопутствующая перекристаллизация и образование новых минералов. Соответственно этому выделяют класто- и бластомилониты. К милонитовым структурам относятся очковые и линзовидные структуры; последние термины употребляются в равной степени для наименования текстур метаморфических пород. По степени увеличения интенсивности раздробления и сопутствующей перекристаллизации можно наблюдать все переходы от пород, имеющих порфирокластическую цементную структуру, к породам с очковой и линзовидной структурами и текстурами. При очковой структуре «очки» представляют собой округлые или слегка вытянутые порфирокласты, сложенные одним или несколькими зернами. При линзовидном строении «очки» преобразуются в линзы, состоящие из агрегата мелких зерен, возникших при грануляции более крупных порфирокластов. К структурам (или текстурам) того же типа относится свилеватая, или флазерная, отличающаяся от очковой наличием более мелких линзочек,

состоящих из агрегата зерен лейкократовых минералов. Они облекаются мелкозернистой **основной тканью**, имеющей сланцеватую текстуру.



Рис. 124. Структура грубо-полосчатого милонита, видны порфирокласты кварца и полевого шпата. Западное Приладожье, Увел. 17, без анализатора.

Реликтовые, или остаточные, структуры (син. палимпсестовые) *. Названный тип структур выделен по наличию в метаморфической породе остатков первоначального субстрата, из которого она произошла. По типу этих реликтовых участков можно отнести породу к орто- или парапородам, а следовательно, и структуры подразделить на подгруппы с остатками магматических или осадочных пород.

Реликтовые структуры с остатками магматического материала. В зависимости от первоначальной структуры магматической породы выделяют бластогранитовую, бластоофитовую, бластопорфировую, петельчатую и другие структуры.

Для *бластогранитовой структуры* характерно наличие в отдельных частях породы гипидиоморфного и идиоморфного развития некоторых минералов, например полевых шпатов. В случае *бластоофитовой структуры*, типичной для метадиабазов, зеленых сланцев, некоторых амфиболитов, отчетливо проявляется идиоморфное развитие плагноклаза.

Порфировый облик некоторых метаморфических пород, например метапорфиритов, дает право называть структуру породы *бластопорфировой*. Порфировые выделения представлены псевдоморфозами вторичных минералов, и о их первичном составе можно судить лишь по форме и по сохранившимся реликтам первичных минералов.

* Палимпсест — рукопись, написанная на пергаменте, с которого были предварительно стерты древние записи.

Петельчатая (сетчатая) структура характерна для серпентинитов и серпентинизированных оливинитов и перидотитов. Для этой структуры характерно обильное развитие серпентина, слагающего волокнистую массу; среди отдельных волокон, образующих как бы петли, расположены мелкие зерна оливина (см. рис. 62). Зерна оливина, разобщенные серпентином, гаснут одновременно, указывая на то, что первоначально порода имела крупнозернистое строение.

Реликтовые структуры с остатками осадочного материала. Часто в метаморфических породах наблюдаются остатки осадочных структур, например, в некоторых гнейсах и сланцах можно распознать контуры галек, очертания песчинок или реликты пород алевроитового и пелитового строения. Соответственно такие структуры получили название *бластопсефитовой*, *бластопсаммитовой*, *бластоалевритовой* и *бластопелитовой* структур. К ним относится и *гелицитовая* структура (или *текстура*), для нее характерно наличие мелкой слоистости или пloyчатости осадочной породы. Эти особенности распознаются по расположению глинистых или углистых частиц, которые хорошо сохраняются в крупных кристаллах граната, дистена и др.

Структуры метасоматических пород

В имеющихся учебниках до сих пор не выделены структуры, характерные для метасоматитов, хотя во многих случаях они за-

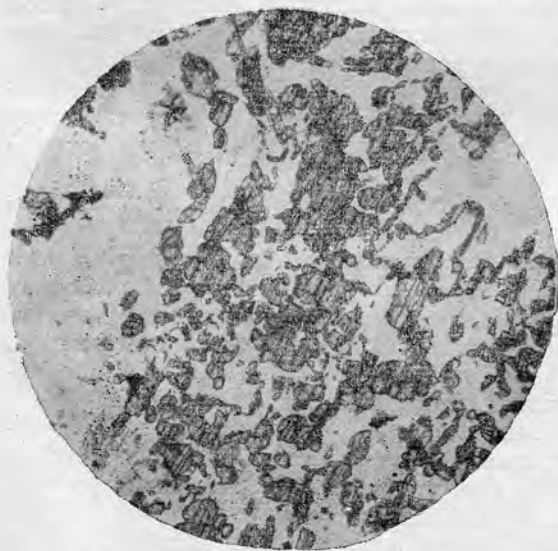


Рис. 125. Структура замещения пироксена (темное) кварцем (светлое) в скарнах месторождения Джилау (Таджикистан). Увел. 27, без анализатора.

метно отличаются от кристаллобластических структур. Типичной особенностью метасоматических структур является замещение минералов начальных стадий минералообразования более поздними. Эта особенность связана с изменением состава постмагматических (или

иных) растворов. Структуры, вызванные таким замещением, широко распространены в скарнах и других метасоматитах. На рис. 125 отчетливо видно замещение (коррозия) пироксена кварцем в скарнах золото-вольфрамового месторождения Джилау. Серия шлифов дает возможность установить стадийность процесса скарнообразования, обусловленного замещением одних минералов другими.

Морфологически эти структуры могут быть похожими на некоторые кристаллобластические, в которых наблюдается скелетный рост некоторых минералов или обилие пойкилитических включений; для их различия необходимо изучение геологических особенностей формирования пород и просмотр серии образцов и шлифов.

Текстуры метаморфических пород

Среди текстур метаморфических пород выделяют собственно метаморфические и остаточные (син. реликтовые или палимпсестовые). Первые характерны для метаморфических пород, полностью утративших черты первичного сложения; вторые, так же как и структуры, обнаруживают следы текстурных особенностей исходного материала осадочного или магматического происхождения.

Среди собственно метаморфических структур наибольшее развитие имеют сланцеватые текстуры, в которых выделяются следующие разновидности.

Параллельно-сланцеватые, характеризующиеся присутствием чешуйчатых, листоватых и уплощенных кристаллов, располагающихся параллельно плоскости кристаллизационной сланцеватости. Эта текстура широко распространена в гнейсах и сланцах.

Линейные, для которых определяющим является наличие призматических или игольчатых минералов, имеющих определенную ориентировку. Линейные текстуры встречаются в фенитах, дистеновых и других породах.

Полосатые характерны для послойных мигматитов, грубополосчатых милонитов и других пород (рис. 136).

Площчатые и микроплощчатые текстуры, иллюстрирующиеся рис. 139, представляют собой текстуры сильно деформированных пород; эти деформации осуществляются в таких физических условиях, когда породы приобретают способность к пластическому течению.

К сланцеватым текстурам (структурам) относятся рассмотренные выше очковые, свилеватые, или флазерные (см. § 69).

Однородные текстуры (син. массивные) характерны для метаморфических пород, формирование которых происходит без участия дифференциальных движений. Они встречаются в скарнах и роговиках, некоторых амфиболитах, метабазах.

Брекчиевидные текстуры имеют ограниченное развитие. Они отмечаются для агматитов и эруптивных брекчий, существенной особенностью строения которых является наличие обломков различной величины, заключенных в массе гранитного или аплитового состава. При интенсивной химической переработке обломков стираются

границы между ними и связующей массой и наблюдаются переходы к темным мигматитам (см. гл. XIV).

Пятнистые и узловатые текстуры характерны для начальной стадии контактового преобразования пород.

Остаточные, или реликтовые, текстуры. Для остаточных текстур с реликтами осадочного сложения характерно наличие остатков слоистости, полосчатости, обломочной структуры и реже органических остатков. При метаморфизме магматических пород остаточная текстура выражается в сохранении реликтов флюиальности, директивности, мицдалекаменного сложения породы и тому подобных признаков.

Глава XI. КАТАКЛАСТИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ*

§ 68. Общая характеристика

Катакlastический метаморфизм происходит в верхних зонах Земли в условиях сильного одностороннего давления — стресса, — но при сравнительно низкой температуре. Этот тип метаморфизма вызывает интенсивные механические деформации пород. Весьма типична пространственная локализация продуктов катакlastического метаморфизма вдоль направлений тектонических нарушений — надвигов, сбросов, зон милонитизации. При этом интенсивность метаморфических изменений увеличивается вблизи этих направлений и затухает вдали от них.

Влияние стресса оказывает разрушающее воздействие как на породу в целом, так и на слагающие ее минералы. Породы разбиваются многочисленными трещинами, вдоль которых происходит смещение одних частей относительно других. Хрупкие минералы подвергаются дроблению, в то время как более пластичные (например, слюды, хлориты, карбонаты) характеризуются смятием, появлением двойников скольжения, грануляцией.

Все эти типы деструктивных нарушений возможны при низкой температуре, соответствующей примерно фации зеленых сланцев Эскола (см. гл. XIV). В более глубинных зонах, термодинамические условия которых соответствуют амфиболитовой фации, изменения пород несколько иные; деформации в них становятся пластическими и не сопровождаются механическим разрушением пород — раздроблением и т. д. При воздействии одностороннего давления с сопутствующим нагреванием пород существенно изменяются не только текстурно-структурные особенности пород, но и их минеральный состав. Наиболее существенным преобразованием является раздробление и развальцевание пород при деформации в верхних структурных зонах и образование кристаллизационной сланцеватости в более глубинных зонах. Формирование кристаллизационной сланцеватости связано с указанными выше типами пластических деформаций.

* Син. динамометаморфизм и дислокационный.

Некоторое значение в образовании кристаллизационной сланцеватости, возможно, имеет частичное расплавление вещества в направлении максимального давления и перемещение его в участки с наименьшим давлением. На это указывали еще в 1894 г. Рикке и затем Бекке; косое расположение минералов по отношению к плоскости кристаллизационной сланцеватости и особенности некоторых тектонических узоров пород не могут быть объяснены правилом Рикке — Бекке.

Минеральный состав исходных пород также претерпевает некоторые изменения при катакластическом и особенно динамотермальном метаморфизме. Наиболее сильно реагируют на влияние стресса глинистые породы, он способствует образованию в них серицита, хлорита, мелкочешуйчатой слюды, агрегатов кварца за счет коллоидного кремнезема и других новообразований. При катаклазе полевых шпатов образуются мелкие зернышки соссорита и чешуйки серицита, за счет фемических минералов развиваются тальк, хлорит, серпентин. В продуктах динамометаморфизма наряду с названными выше минералами часто встречаются амфиболы, дистен, ставролит, силлиманит и некоторые другие. Минералы, устойчивые в условиях стресса, нередко называют стресс-минералами. В противоположность им выделяют антистресс-минералы, неустойчивые при одностороннем давлении. К ним относятся оливин, лейцит, нефелин, основные плагиоклазы, андалузит*.

§ 69. Описание пород

В результате катакластического метаморфизма возникают разнообразные породы, основные различия между которыми обусловлены главным образом степенью их раздробленности и развальцевания. Среди них выделяются тектонические брекчии, катаклазиты, милониты и ультрамилониты, филониты.

Тектонические брекчии характеризуются присутствием остроугольных обломков самой различной величины, сцементированных мелкораздробленной массой; последняя возникает при более тонком раздроблении тех же пород (рис. 126). Последующие гидрохимические преобразования могут обусловить уплотнение породы, вызванное «залечиванием» пустот и трещин вторичными минералами — карбонатами, кварцем и халцедоном, хлоритом и др.

Разновидности тектонических брекчий были описаны под названием какиритов; они были изучены для Швеции и рассматривались как типичные брекчии трения, в которых цементирующий материал подвержен некоторой перекристаллизации. При тектонических нарушениях, происходящих в однородных карбонатных толщах, цемент

* Представление о стресс- и антистресс-минералах в известной мере условно, так как эти минералы могут встречаться совместно и некоторые из них образуются без участия одностороннего давления, например дистен в пегматитовых жилах.

может быть представлен полностью перекристаллизованным карбонатом. Эти явления широко проявлены, например, в пределах Зеравшанского хребта Средней Азии.

При деформациях неоднородных по составу толщ, сопровождающихся большими амплитудами перемещения, возникает так называемое тектоническое месиво. Этот своеобразный тип тектонических брекчий обусловлен присутствием крупных обломков-блоков плотных пород (например, кварцитов), заключенных в массе более пластичных; последние представлены глинами и глинистыми сланцами. Образования такого типа описаны для многих горных областей; в немецкой литературе они известны под названием Knetgesteine.

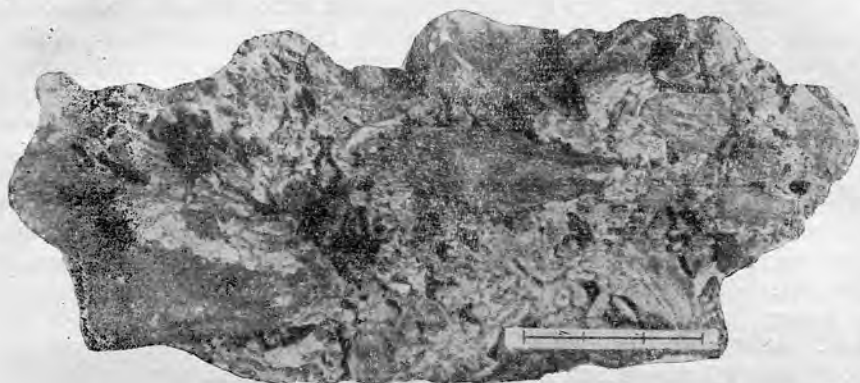


Рис. 126. Тектоническая брекчия.

К особому типу образований относятся эруптивные брекчий. Связующая масса в них представлена магматическим материалом; обломки сложены разнообразными по составу породами, часто являющимися типичными гипоксенолитами. Брекчий такого состава изучены в последние годы в Приладожье, где они прослеживаются в виде линейно вытянутых зон на расстоянии от нескольких километров до 40—50 км [Саранчина, 1966]. Их формирование связано с разломами глубинного заложения, вызвавших дробление пород. Они формировались в нижнем протерозое и были синхронны с образованием микроклиновых гранитов. Обломки в них состоят из метагаббро, амфиболитов и гнейсов; связующая масса — гранит.

Катаклазированные породы и катаклазиты являются начальными стадиями изменения пород; в них наблюдаются раздробление хрупких минералов, изогнутость пластических, образования двойников скольжения. На этой стадии сохраняются черты исходного материала, соответственно которому называют породы катаклазированными гранитами, катаклазированными габбро и т. п.

В катаклазитах наблюдается большее раздробление всех минералов породы (см. рис. 122). Сюда относятся как катаклазиты, так и породы с так называемой цементной структурой (см. § 67). В катаклазитах наблюдается более или менее однородная текстура и отсутствие развальцевания и существенной перекристаллизации. Добра, введший термин катаклазит в геологическую литературу, определяет катаклазиты как микробрекцию, «в которой раздробленные части не потеряли связности и порода, как целое, еще в значительной степени сохранила свои качества сопротивления (временного) на раздавливание».

Милониты и *филлониты* возникают при увеличении интенсивности стресса. В противоположность катаклазитам они характеризуются резко выраженным рассланцеванием и полосчатостью.

Милониты могут быть представлены как полосчатыми, так и однородными по внешнему виду породами (ультрамилониты); однако и последние обнаруживают микрополосчатость, выраженную чередованием мелких полосочек и линзочек, тонко раздробленного материала, вытянутых вдоль сланцеватости; среди этого материала иногда можно видеть мелкие порфирокласты минералов, уцелевших от раздробления. Они представлены кристаллами кварца или полевого шпата обычно линзовидной, реже неправильной формы. Образование линзовидных или веретенообразных очертаний связано с вращением зерен при деформации и движении породы. Нередко по трещинам или ослабленным зонам, возникшим вдоль направления движения, образуется слюда или хлорит в виде своеобразных «тяжей»; вытянутых вдоль общей сланцеватости породы. Часто они имеют изогнутые формы и обволакивают порфирокласты.

Соответственно текстурным особенностям и степени раздробления пород выделяют грубо- и тонкополосчатые милониты и ультрамилониты. Последние представлены черными плотными породами, похожими по внешнему виду на афаниты или плотные глинистые породы типа аргиллитов. Однако микроскопическое изучение и локализация вдоль тектонических зон легко позволяют диагностировать эти породы. В некоторых ультрамилонитах размер составных частей столь незначителен, что они кажутся в шлифе изотропной массой; такие породы получили название псевдотахилитов*. Ультрамилониты и псевдотахилиты образуют в обычных милонитах полосы и перемежаются с ними; по наличию таких образований можно судить о направлениях особо интенсивных движений.

Микроструктура милонитов, образовавшихся за счет гранитов, иллюстрируется рис. 123—124. Зоны милонитов имеют широкое развитие в различных регионах. Они прослежены, например, на десятки километров в северной части Карельского перешейка [Лыгина, Саранчина, 1964]. Термин «бластомилониты» применяется

* Термин «тахилит» применяется для обозначения стекловатых пород. Приставка «псевдо» показывает, что порода не расплавлена, а размельчена.

к таким породам, в которых развальцеванию породы и размельчению ее составных частей сопутствует перекристаллизация.

Характерной особенностью *филлонитов* является наличие в породе нескольких плоскостей сланцеватости, косо располагающихся друг к другу. Сланцеватость подчеркивается субпараллельным расположением чешуек слюды и других пластинчатых минералов. Весьма типична микроструктура породы, выраженная наличием мелких линзочек и веретенообразных обособлений, имеющих «автономный» узор сланцеватости. Нередко можно видеть остатки микроскладок, а также порфирикласты — «очки», более крупные по сравнению с основной тканью породы.

Пластинчатые минералы часто располагаются косо по отношению к сланцеватости породы; это связано, очевидно, с их посттектонической кристаллизацией. Во многих случаях филлониты образуются при регрессивном — наложенном — метаморфизме за счет милонитизации кристаллических сланцев и гнейсов. На это указывает наличие в них порфирикластов граната, ставролита и других реликтовых минералов, сохранившихся от более раннего высоко-температурного метаморфизма.

Катакластический метаморфизм тесно связан с динамотермальным. Продукты динамометаморфизма отличаются существенной перекристаллизацией минералов и пластическими деформациями пород. В этих условиях формируется большинство пород регионального метаморфизма — гнейсы, кристаллические сланцы и др. (см. гл. XIV). Характерной особенностью динамотермальных воздействий является формирование в породах тектонических узоров.

Основы учения о деформациях были заложены Беккером в 1893 г., в дальнейшем они разрабатывались и пополнялись Заидером и Шмидтом; ими был введен метод микроструктурного анализа в изучение горных пород, который широко применяется в настоящее время. Техника микроструктурного анализа не отличается сложностью, но требует знания федоровской методики. Подробный анализ деформаций горных пород при динамотермальном метаморфизме дается в работах Н. А. Елисеева [1953, 1963], Л. И. Лукина, В. Ф. Чернышева и И. П. Кушнарева [1965] и здесь освещается лишь в самых общих чертах.

Пластические деформации в породах при динамотермальном метаморфизме осуществляются или путем скользящих дифференциальных движений вдоль системы субпараллельных плоскостей, или при вращательных — турбулентных движениях.

Дифференциальные движения характеризуются бесконечно мелкими перемещениями, происходящими с неодинаковой скоростью в различных частях породы. В породах, образовавшихся в результате дифференциальных движений, возникают своеобразные текстурные особенности, получившие название тектонических узоров. Некоторые тектонические узоры легко распознаются непосредственно под микроскопом, другие выявляются лишь при помощи микроструктурного анализа. Все горные породы, возникшие в результате дви-

жений и обладающие закономерными тектоническими узорами, получили название тектонитов*.

При пластических деформациях возникает анизотропия пород, вызванная переориентировкой слагающих ее минералов. Ориентировка минералов при этом может быть двойкой: 1) некоторые минералы меняют свое положение в пространстве как единое целое, обуславливая ориентировку минерала по форме, к таким минералам относятся слюды, хлориты, амфиболы и некоторые другие минералы; 2) в других минералах (например, в кварце, кальците) переориентировка происходит путем скользящих движений вдоль определенных плоскостей внутри кристаллов и возникает закономерная ориентировка по внутреннему строению. В последнем случае на поворот всего зерна нужно затратить больше усилий, чем на скользящие движения внутри кристалла. Плоскостями, вдоль которых происходит здесь скользящее движение, являются плоскости с наиболее плотной упаковкой ионов в кристаллической решетке.

В зависимости от характера пластических деформаций возникают различные тектонические узоры пород, соответственно которым выделяют различные типы тектонитов; главнейшими из них являются следующие.

S-тектониты образуются при скользящих ляминарных движениях, которые происходят вдоль бесчисленного количества плоскостей, параллельных одному из круговых сечений эллипсоида деформации. При этом типе движений большинство минералов приобретает закономерное расположение относительно ориентирующего давления. Базопинакоид пластинчатых минералов — слюд, хлоритов и других — располагается параллельно плоскости кристаллизационной сланцеватости; в особых случаях эти минералы могут быть ориентированы косо по отношению к кристаллизационной сланцеватости. В кварце происходит переориентировка по внутреннему строению, и оптические оси кварца располагаются обычно перпендикулярно (или параллельно) к плоскости кристаллизационной сланцеватости. Следовательно, при пластической деформации пород в результате указанного типа движений все зерна или большая часть их ориентированы одинаково. При исследовании таких пород при помощи микроструктурного анализа выявляется своеобразный тектонический узор; он характеризуется тем, что определенные кристаллографические элементы (например, \perp (001) в минералах пластинчатого строения) или кристаллооптические элементы (например, оптические оси в кварце) образуют отчетливый максимум скопления точек. Он расположен перпендикулярно плоскости кристаллизационной сланцеватости (плоскости «S»).

B-тектониты. Второй тип дифференциальных движений, который происходит также при плоских деформациях — это сплющи-

* К тектонитам относят также магматические породы, обладающие директивными текстурами (тектониты расплавов), возникшими в результате кинетической дифференциации, а также некоторые осадочные породы.

ванне. При этом типе деформации происходят дифференциальные движения параллельно двум круговым сечениям эллипсоида деформации. В образующихся тектонитах наблюдается две группы зерен, ориентированных каждая по-своему. В этих тектонитах микроструктурный анализ выявляет два (четыре) максимума расположения перпендикуляров к (001), оптических осей, других кристаллографических или кристаллооптических элементов.

R-тектониты. Наряду с плоскими ляминарными движениями деформация пород может происходить при вращательных, или так называемых турбулентных, движениях. В этом случае образуются R-тектониты *, для которых микроструктурный анализ выявляет так называемое поясовое строение. Поясовое строение характеризуется тем, что на микроструктурной диаграмме нет одного или двух максимумов, а точки, соответствующие какому-нибудь кристаллографическому или кристаллооптическому элементу, образуют пояс. В случае турбулентных движений длинные оси минералов (например, [001] в амфиболах) ориентированы перпендикулярно направлению движений.

В природе вышеуказанные типы тектонитов часто бывают осложнены в результате совместного действия нескольких видов движений. Соответственно выделяют S + B-, S + R-, B + R-тектониты и некоторые другие более сложные типы.

Глава XII. АВТОМЕТАМОРФИЗМ

§ 70. Общая характеристика и описание пород

Автометаморфизм происходит в остывающих магматических породах под влиянием изменения термодинамических условий (падение температуры и давления), а также воздействия на твердые составные части породы остаточного расплава, пневматолитов и гидротермальных растворов. Указанные процессы происходят за счет ресурсов самой магматической породы, и, следовательно, автометаморфические изменения следует рассматривать как эволюцию магматической породы.

Соответственно периодам, во время которых происходят изменения, выделяют собственно магматическую ($T > 600^\circ \text{C}$), пневматолитную ($600\text{—}375^\circ \text{C}$) и гидротермальную ($T < 375^\circ \text{C}$) стадии автометаморфизма. (Температура 375°C соответствует критической температуре воды).

Изменения пород собственно магматической стадии автометаморфизма. Процессы, осуществляющиеся в магматическую стадию автометаморфизма, могут происходить целиком в твердой фазе или же при реакции кристаллов с магматическим расплавом. К первому типу относятся различные полиморфные превращения минералов и распад твердых растворов (см. § 12). Последний характерен для многих минералов. Так, например, гомогенные калинатровые поле-

* От англ. Rotation — вращение.

вые шпаты распадаются на альбит и существенно калиевый полевой шпат, лейцит преобразуется в псевдолейцит с образованием своеобразной дактилоскопической структуры (см. рис. 98), пижонит переходит в смесь гиперстена и авгита. К тому же роду явлений относятся сагенитовая решетка в биотите и титанистых авгитах и ряд сходных образований.

С особым типом кристаллизации (инконгруэнтностью) связано каемчатое обрастание одних минералов другими; к ним относятся сторочки пироксена вокруг кристаллов оливина, обуславливающие образование некоторых келифитовых структур (рис. 119).

Магматическая стадия автометаморфизма осуществляется главным образом в начальную стадию формирования горной породы и существенно не меняет ее состава и структурно-текстурных особенностей.

Изменения пород в пневматолитовую и гидротермальную стадии автометаморфизма. В значительно большей степени породы бывают изменены в эти стадии; здесь происходят процессы амфиболитизации, эпидотитизации и альбититизации пород, формирование содалита и канкринита в фельдшпатоидных породах, серпентинизация гипербазитов, каолинизация гранитоидов и др. Все эти изменения сопровождаются изменением вещественного состава, но не в такой степени, как при грейзитизации, процилитизации и других метасоматических изменениях.

Амфиболитизация, эпидотитизация и альбититизация пород имеют широкое развитие в габбро-диабазлах, силитах и других породах. Они часто сопутствуют друг другу и развиваются в одних и тех же породах. Это связано с тем, что при альбититизации основного плагиоклаза освобождается значительное количество CaO и Al_2O_3 *, идущих на построение эпидота и амфибола. Процесс амфиболитизации проявляется в замещении пироксена амфиболом; во многих случаях можно проследить все стадии этого процесса от незначительного замещения зерен пироксена с краев до полного их преобразования. Наибольшее развитие имеет волокнистый уралит, замещающий все зерна пироксена в виде агрегата игольчатых кристаллов. Частично им может замещаться даже плагиоклаз. Эпидот-цоизитовые минералы развиваются по основному плагиоклазу, образуя в нем то мелкие пылеобразные зернышки (например, в друзитах), то сравнительно крупные кристаллы. В плагиоклазах зонального строения они имеют преобладающее развитие в центральных частях, более богатых аортитовой составляющей.

При рассмотренных выше изменениях структура пород переходит от магматической к бластоофитовой, бластопорфировой и в некоторых случаях — к немато- или диабластической.

* Содержание CaO в аортите на 15,3% выше, чем в альбите. В присутствии кальцийсодержащих растворов основной плагиоклаз переходит в цоизит, а при наличии железа — в эпидот.

Процессы альбитизации наблюдаются также в фельдшпатоидных породах и гранитоидах. Этот процесс обуславливает здесь развитие альбита по калиевым полевым шпатам; нередко он представлен так называемым шахматным альбитом, особенно типичным для нефелиновых сиенитов. Описаны своеобразные эпидот-альбитовые граниты, известные под названием гельсенкитов и унакитов.

Серпентинизация и *каолинизация* приурочены часто к гидротермальной стадии автометаморфизма. Первый процесс развит в ультраосновных породах, богатых магнезиальными минералами — оливином, пироксеном. Можно наблюдать все стадии замещения от появления мелких жилок серпентина по оливину или пироксену (серпентинизированные перидотиты, дуниты) до полной серпентинизации всей породы и образования апоперидотитовых серпентинитов (см. рис. 63). Для последних характерна фибробластическая структура. Серпентинизация может происходить и при аллохимическом гидротермальном изменении пород.

Автометаморфическая каолинизация развивается в породах, богатых щелочными полевыми шпатами. К ним относятся граниты, гранитоиды, сиениты. Начальные стадии каолинизации выражаются в появлении пылевидных агрегатов пелита, замещающего полевые шпаты вдоль спайности и трещиноватости. В шлифах такие полевые шпаты становятся мутными и приобретают буроватый оттенок. При увеличении интенсивности процесса все зерна полевых шпатов переходят в агрегат пелита или каолина. Слюды, присутствующие в породах, также изменяются в мелкочешуйчатый серицит, хлорит и даже в каолин; за счет гранитов и гранитоидов образуются светлые породы, состоящие из плотной глиноподобной массы, на фоне которой видны зерна кварца.

К процессам автометаморфизма относится образование канкринита и содалита в щелочных породах. Образование канкринита связано с воздействием на нефелин растворов, содержащих сульфат или карбонат Са. При образовании содалита химическими реагентами являются хлорид или сульфат натрия. В результате широкого развития последних процессов могут образовываться канкринитовые и содалитовые сиениты (см. § 53).

Широко распространенными автометаморфическими процессами, сопровождающимися интенсивным изменением состава пород, являются грейзенизация, пропилитизация, карбонатизация и другие автометасоматические изменения, описанные в главе XVI.

Глава XIII. КОНТАКТОВЫЙ (ТЕРМАЛЬНЫЙ) МЕТАМОРФИЗМ

§ 71. Общая характеристика

Этот вид метаморфизма непосредственно связан с магматической деятельностью и приурочен к контактовым ореолам интрузивных тел. Контактный метаморфизм подразделяется на термальный и мета-

соматический, или аддитивный. Первый происходит главным образом под влиянием прогресса пород контактового ореола и не сопровождается существенным изменением их химического состава. Контактво-метасоматическое преобразование связано не только с повышением температуры, но с интенсивным воздействием постмагматических растворов и эманаций, обусловившим резкое преобразование химизма пород. Контактво-метасоматическим изменением могут подвергаться как вмещающие породы экзоконтакта, так и сами магматические породы в эндоконтакте.

Термальный контактовый метаморфизм осуществляется одновременно с внедрением магматических масс, контактно-метасоматический — в постмагматический период, после консолидации интрузивных тел. На это указывает развитие метасоматических пород по трещинам и тектоническим зонам в магматических породах, формирование месторождений штокверкового типа и другие особенности.

Метасоматически измененные породы отличаются от продуктов термального, контактового, метаморфизма — роговиков — следующими признаками:

1. Изменением химического состава исходной породы.
2. Геологическим залеганием, обусловленным структурными особенностями вмещающих толщ. Породы, измененные в результате метасоматоза, приурочены к тектоническим зонам, наиболее благоприятным для циркуляции постмагматических растворов и газогидротерм. Эти породы (например, скарны, грейзены) не образуют, подобно роговикам, сплошных контактовых ореолов вокруг интрузивных тел.
3. Наличием специфической рудоносности, отсутствующей в роговиках и других породах, возникших в результате термального контактового метаморфизма.
4. Структурными признаками, характеризующимися замещением одних минералов другими.

Ниже рассмотрены особенности термального контактового метаморфизма, освещению метасоматических процессов посвящена глава XVI.

Степень термального контактового метаморфизма пород определяется рядом геологических и физико-химических причин, из которых главными являются следующие.

1. Глубина формирования магматических тел. Экструзивные образования обладают высокой температурой, но оказывают кратковременное воздействие на вмещающие породы. Они вызывают спекание, обжиг, а иногда частичное расплавление контактирующих с ними пород. Однако мощность контактового ореола незначительна.

В более глубоких условиях размещаются интрузии большого объема, они оказывают длительное температурное воздействие на вмещающие породы. Последние формируют роговики, образующие экзоконтактные ореолы большой мощности.

В абиссальных условиях термальное контактное воздействие интрузивных тел может быть не очень значительным вследствие

небольшой разности температур магматических масс и вмещающих пород.

2. Запас тепла в кристаллизующемся интрузивном теле и теплопроводность вмещающих пород. Запас тепла связан с исходной температурой внедряющихся магматических масс, которые могут быть перегреты по сравнению с температурами начала кристаллизации на 100—300°С (см. § 63, 64). Этот запас тепла способствует перекристаллизации, а в некоторых случаях и ассимиляции вмещающих пород.

Основные магмы обладают большей температурой кристаллизации по сравнению с кислыми; во многих случаях, однако, эти магмы проникают на уровни их окончательной консолидации уже значительно закристаллизованными и не способны к значительным метаморфическим превращениям вмещающих пород. Кроме того, кислые магмы содержат большее количество летучих компонентов и это способствует тепловому обмену с вмещающими породами.

Теплопроводность вмещающих пород зависит от их состава и структуры. Крупнозернистые и мономинеральные породы имеют большую теплопроводность по сравнению с мелкозернистыми и полиминеральными. Вследствие этого крупнозернистые породы должны подвергаться большему контактовому воздействию, например, песчаники и карбонатные породы по сравнению со сланцами.

На величину контактового воздействия оказывает влияние также тектоническая подготовка вмещающих пород. Трециноватые и пористые породы обладают большей теплопроводностью и сильнее метаморфизуются.

Контактовый метаморфизм совершается обычно в течение поздней стадии орогении при незначительном давлении, не превышающем обычно 1000—3000 *бар*, и в температурном интервале 300—800°С. Соответственно термодинамическим условиям выделяют фации контактового метаморфизма.

Под метаморфической фацией понимают совокупность пород, образовавшихся в одинаковых или сходных условиях. Граница между фациями определяется сменой критических ассоциаций минералов. Фации контактового метаморфизма были выделены Тернером; ранее они рассматривались совместно с фациями регионального метаморфизма (Эскола, 1920).

Можно выделить следующие фации контактового метаморфизма и их температурные параметры [Тернер, Ферхуген, 1961]: 1) альбит-эпидот-роговиковая (300—500°С); 2) роговообманково-роговиковая (550—670°С); 3) пироксен-роговиковая (670—775°С); 4) санидинитовая (775—990°С). Давление обычно не превышает 1000—3000 *бар*.

Главное значение при изучении контактового метаморфизма имеют породы трех первых фаций. Продукты санидинитовой фации развиты локально; в условиях этой фации осуществляются в основном метаморфические изменения, связанные с экстрезиями.

§ 72. Описание пород термального контактового метаморфизма

Тип продуктов термального контактового метаморфизма зависит от вещественного состава исходного материала и от фациальных условий, в которых он осуществляется. Продукты термального метаморфизма, формирующиеся в условиях альбит-эпидот-роговиковой фации, характеризуются мелкозернистостью, наличием реликтов первичных структурных и текстурных особенностей исходного материала. Эти породы слагают внешние зоны экзоконтактового ореола.

По мере увеличения степени интенсивности метаморфических изменений происходит перекристаллизация исходных пород, увеличение крупности зерна, образование в породах высокотемпературных парагенезисов. Реликтовые структуры и текстуры при этом обычно не сохраняются. Контактные породы, образовавшиеся в условиях пироксен-роговиковой фации и известные под названием роговиков, слагают внутренние зоны контактового ореола, примыкающие к интрузивному телу. Породы, преобразованные в условиях роговообманково-роговиковой фации, занимают промежуточное положение. На рис. 127 показана особенность зонального строения экзоконтактового ореола Чинорсайской интрузии по Н. В. Котову [1965].

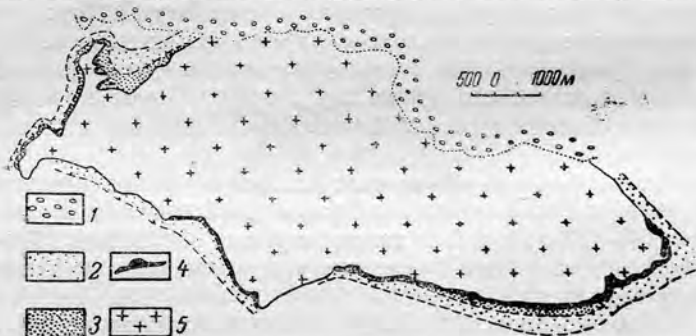


Рис. 127. Зональность метаморфизма в контактовом ореоле Чинорсайской интрузии (по Н. В. Котову, 1965).

1 — конгломераты неогена; 2 — породы альбит-эпидот-роговиковой фации; 3 — породы роговообманково-роговиковой фации; 4 — породы пироксен-роговиковой фации, 5 — гранодиориты.

Альбит-эпидот-роговиковая фация

В начальные стадии термального метаморфизма пелитовых пород образуются пятнистые глинистые сланцы. Свое название они получили по наличию в них многочисленных пятен, более светлых, чем основная масса (ткань) породы. Границы пятен расплывчатые, неровные; размер варьирует от 1—2 мм до нескольких сантиметров в диаметре. Образование пятен обусловлено удалением из породы углестого, графитового материала или перекристаллизацией пелитовых частиц. В некоторых случаях микроскопически можно распознать рост монокристаллов кордиерита или андалузита. Эти минералы

содержат многочисленные включения основной ткани и не имеют четких кристаллографических очертаний.

Основная ткань в сланцах по сравнению с глинистыми породами становится несколько более кристаллической; исчезают коллоидальные образования, появляются чешуйки серицита, хлорита, слюды, мелкие зернышки альбита и кварца.

Размер составных частиц измеряется десятками и сотыми долями миллиметра. Внешний вид пятнистых глинистых сланцев иллю-



Рис. 128. Пятнистый сланец из контактового ореола интрузива Акба-и-Джумон. Увел. 15, без анализатора. Колл. Н. В. Котова.

стрируется рис. 128. В пятнистых сланцах, образовавшихся за счет мергелистых пород, могут появляться лучистые агрегаты тремолита, розетки талька, а в основной ткани — зерна эпидот-цоизитовых минералов.

Карбонатные породы состоят из CaCO_3 и MgCO_3 ; при повышении температуры выше 402°C происходит диссоциация MgCO_3 на MgO (периклаз) и CO_2 , что ведет к дедоломитизации известняков (см. ниже).

В основных вулканических породах часто сохраняется первичная структура, а в минеральном составе происходят преобразования зеленокаменной стадии. Плагноклаз альбитизируется и сосюритизируется. Темноцветные минералы замещаются актинолитом, хлоритом, слюдой. Вулканическое стекло преобразуется в мелкозернистый агрегат хлорита, вторичной слюдки.

За счет рассматриваемых пород образуются альбит-эпидотовые роговики, представляющие собой тонкозернистые породы черного или зеленовато-серого цвета.

Роговообманково-роговиковая фация

Пятнистые сланцы, образовавшиеся за счет глинистого и мергелистого материала, при повышении интенсивности метаморфизма преобразуются в узловатые слюдяные сланцы. Размер зерен основной ткани укрупняется, а порфиробласты кордиерита и андалузита становятся более четкими и как бы очищаются от включений. Например, углистые частицы в андалузите концентрируются в полосы, расположенные в порфиробластах в виде темного креста (рис. 129). Подобные андалузиты известны под названием хиастолитов. В основной ткани появляются наряду со слюдой кварц, плагиоклаз, роговая

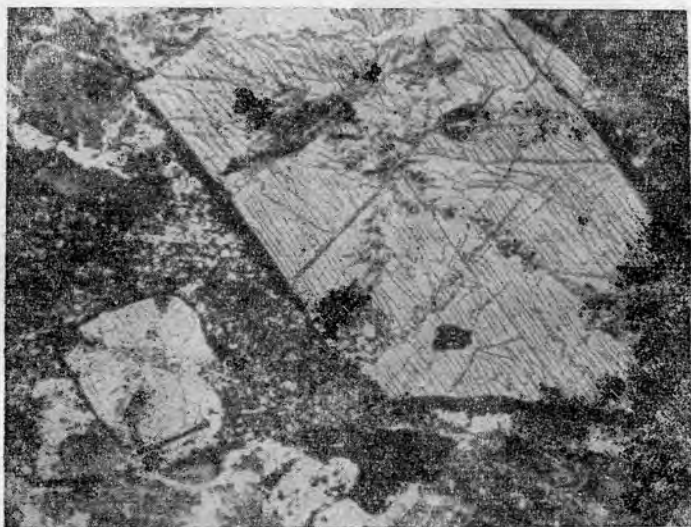
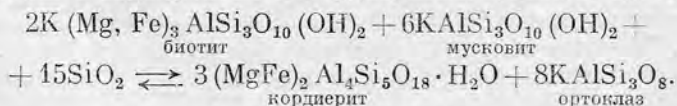


Рис. 129. Андалузитовый роговик; в андалузите видны углистые включения, расположенные крестообразно. Памир. Колл. М. С. Дюфура.

обманка, хлоритоид. Для пелитовых пород в условиях этой фации широкое развитие приобретают слюды и амфиболы, ассоциирующие с плагиоклазом и кордиеритом. Переход в пироксен-роговиковую фацию характеризуется образованием ортоклаза, устойчивого в ассоциации с андалузитом и кордиеритом. Реакция идет по схеме



Известняки, не содержащие примесей, преобразуются в мраморы. Доломиты при термальном метаморфизме дедоломитизируются и переходят в периклазовые, бруситовые и серпентиновые мраморы.

Эти породы известны под названием пенкатитов, преацитов и офикальцитов. Дедоломитизация известняков связана с более низкой температурой диссоциации $MgCO_3$ ($402^\circ C$) по сравнению с $CaCO_3$ ($898^\circ C$). В условиях роговообманковой фации поэтому уже не встречается ассоциация кальцит — доломит.

В карбонатных породах, содержащих примесь кремнезема и глинозема, образуются силикаты и алюмосиликаты — тремолит, диопсид, везувиан, гроссуляр, плагиоклаз, богатый кальцием; для пород с недостатком SiO_2 типичны форстерит, минералы группы хондрита, гумита и др.

Типичным парагенезисом основных вулканитов, измененных в условиях этой фации, являются роговая обманка и плагиоклаз. При переходе в пироксен-роговиковую фацию вместо роговой обманки образуются диопсид и гиперстен.

Породы, имеющие однородную текстуру, определяют как роговики, отчетливо сланцеватые разновидности называют узловатыми сланцами, сланцеватыми роговиками, роговиковыми сланцами. Структура основной ткани в сланцеватых роговиках лепидобластическая; она обусловлена субориентированным расположением чешуек слюдястых минералов, хлорита, талька. Такое расположение связано обычно не со стрессом, а с ростом минералов вдоль первоначальной слоистости или сланцеватости. Наличие сланцеватости затрудняет во многих случаях отличие этих пород от продуктов низкотемпературного регионального метаморфизма. Критерием для их диагностики являются неориентированное расположение порфиробластов и наличие высокотемпературных минералов — андалузита, кордиерита, корунда.

Пироксен-роговиковая фация

В условиях этой фации формируются наиболее типичные представители роговиков (рис. 130). Для них характерны полная перекристаллизация исходного материала и образование кристаллобластических структур — гранобластической (мозаичной, роговиковой, сотовидной), диабластической, порфиробластической; в последней порфиробласты приобретают четкие кристаллографические контуры и часто видны макроскопически. Зерна основной ткани также заметно увеличиваются, особенно для роговиков, образовавшихся за счет изменения карбонатных пород. Внешний вид роговиков разнообразен. Пелитовый материал преобразуется в темные плотные породы, имеющие однородную, реже полосчатую текстуру и мелкозернистую структуру. За счет известняков и доломитов возникают крупнозернистые мраморовидные роговики. Изменив и минеральный состав роговиков. По пелитовому материалу образуются кварц-биотит-полевошпатовые роговики, нередко содержащие андалузит, силлиманит, а при недостатке кремнезема — корунд и шпидель.

При термальном метаморфизме мергелей, кремнистых известняков и доломитов формируются роговики, содержащие волластонит, диопсид, гроссуляр; парагенезисы, недосыщенные SiO_2 , характеризуются наличием периклаза и брусита, форстерита, гумита и хондродита.

Состав роговиков, равно как и других метаморфических образований, удобно изображать при помощи равносторонних треугольников. В вершинах треугольников помещены порообразующие окислы, «ответственные» за тип минерального парагенезиса; они обозначаются *A*, *C* и *F*. Параметр *A* объединяет сумму молекулярных количеств Al_2O_3 и Fe_2O_3 ; *C* соответствует CaO ; из него предварительно вычитают P_2O_5 (утроенное количество) и TiO_2 , идущих на построение апатита и сфена. В параметр *F* входят молекулярные количества MgO и FeO . Значение *A*, *C* и *F* дается в процентах. Диаграммы *ACF* со-

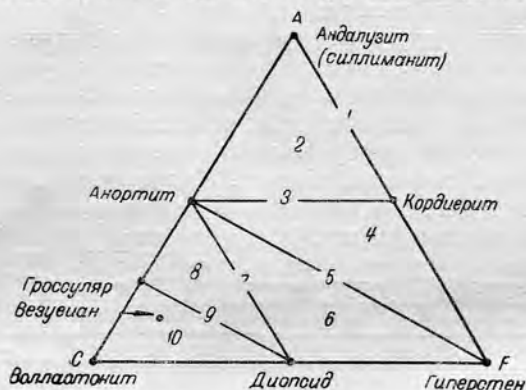


Рис. 130. Классы роговиков по В. М. Гольдшмидту.

ставляются отдельно для пород с избытком или недостатком SiO_2 , щелочей и других компонентов. При составлении диаграмм принимаются во внимание только реагирующие компоненты (см. § 66). Для некоторых пород, в которых реагирующим компонентом является K_2O , строят диаграммы *AKF*.

Первая классификация роговиков была разработана Гольдшмидтом [Goldschmidt, 1911] для контактово-метаморфизованных пород окрестностей г. Осло в Норвегии (рис. 130). Исходный материал представлял собой глинисто-мергелистые породы с варьирующим количеством кальция, магния и железа. Цифры на рис. 130 соответствуют классу роговика и показывают, какие характерные ассоциации минералов входят в их состав; соответственно им выделены следующие классы роговиков: 1) андалузито-кордиеритовые, 2) андалузито-кордиерито-плагноклазовые, 3) кордиерито-плагноклазовые, 4) кордиерито-плагноклазо-гиперстеновые, 5) плагноклазо-гиперстеновые, 6) плагноклазо-гиперстено-диопсидовые, 7) плагноклазо-диопсидовые, 8) плагноклазо-диопсидо-гроссуляровые, 9) гроссуляро-диопсидовые, 10) гроссуляро-диопсидо-волластонитовые.

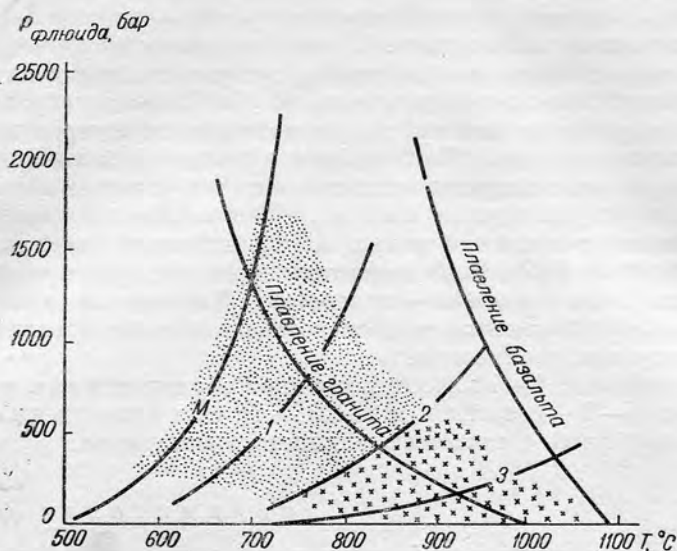


Рис. 131. Схематическая диаграмма физических условий сандинитовой (участок покрыт крестиками) и пироксен-роговиковой фаций (точки) контактового метаморфизма [по Тернеру и Ферхугену, 1961].

Для 1, 2, 3 $p_{\text{CO}_2} = p_{\text{флюида}}$; для M и двух кривых плавления $p_{\text{H}_2\text{O}} = p_{\text{флюида}}$.
 1 — $\text{CaMg}_2(\text{CO}_3)_2 \rightleftharpoons \text{CaCO}_3 + \text{MgO} + \text{CO}_2$; 2 — $2\text{CaCO}_3 + \text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{CaMgSi}_2\text{O}_6 \rightleftharpoons 3\text{CaMgSiO}_4 + 2\text{CO}_2$; 3 — $\text{CaCO}_3 + 2\text{CaSiO}_3 \rightleftharpoons \text{Ca}_2\text{SiO}_4 + \text{CaCO}_3 + 2\text{CO}_2$; M — $\text{KAl}_3\text{Si}_5\text{O}_{16}(\text{OH})_2 \rightleftharpoons \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O}$.



Рис. 132. Шлаковая текстура в горелом (переплавленном) глинистом сланце. Уменьшено в 2 раза. О. Берхауз. Колл. Л. П. Пирожникова.

Типы пород и некоторые характерные парагенезисы в контактово-метаморфизованных образованиях различных фаций

Исходный материал	Альбит-эпидот-роговиковая фация	Роговообманково-роговиковая фация	Пироксен-роговиковая фация	Санидинитовая фация
Основные породы (и мергели)	Альбит-эпидотовые роговики (основные роговики) Альбит — эпидот — хлорит — актинолит	Роговообманковые роговики (основные роговики) Плагиоклаз — роговая обманка Плагиоклаз — антофиллит (с недостатком калия)	Пироксеновые роговики (основные роговики) Плагиоклаз — диопсид — гиперстен (± оливин)	Роговики (нижнотовые и др.) Пижонит — монтичеллит — клиногиперстен и др.
Щелочной	Пятикислые и узловатые сланцы, пелитовые роговики Кварц — альбит — серицит Кварц — альбит — серицит (мусковит) — эпидот	Слюдяные сланцы и роговики (мусковит-андалузит-кордиеритовые) Кварц — мусковит (биотит) — плагиоклаз Андалузит — антофиллит-кордиерит — плагиоклаз (с недостатком калия)	Роговики кордиерит-андалузит-ортоклазовые Ортоклаз — кордиерит — андалузит (± кварц) Андалузит — кордиерит — гиперстен — плагиоклаз (± кварц)	Роговики (санидиновые и др.), горелые породы, бузгиты Сандин — анортоклаз — муллит — кордиерит — шпинель — корунд — стекло
Карбонатный	Мраморы (тремолитовые и др.) Кальцит — доломит — кварц Кальцит — тремолит — кварц Кальцит — тальк — кварц Кальцит — доломит — тальк	Мраморы (диопсидовые и др.), известково-силикатные роговики, преципиты, офикальциты Кальцит — диопсид —grossуляр — (± анортит) Кальцит — форстерит Кальцит — периклаз (брусит)	Мраморы (воластонитовые и др.), известково-силикатные роговики (воластонит-диопсидовые и др.) Воластонит — диопсид —grossуляр (± анортит — везувиан и др.)	Роговики монтичеллит-меллитовые, ларнит-мервинитовые и др. Монтичеллит — меллит — ларнит — мервинит — спуррит

Примечание. Типы пород выделены курсивом, парагенезис минералов — прямым.

ными минералами горелых пород являются кристобалит, тридимит, муллит, кордиерит, мелилит, шпинель и др. При селективном или полном переплавлении исходного материала существенное значение приобретает стекло. Общий вид горелых пород с о. Бергхауз показан на рис. 132. Исходный состав соответствовал алевролитам [Пирожников, 1961]. Горелые породы известны во многих районах земного шара; в Советском Союзе они изучены Л. П. Пирожниковым на Земле Франца-Иосифа, М. И. Збарским — в Средней Азии, В. И. Яворским — в Кузбассе.

В табл. 29 приведены наиболее характерные минеральные парагенезисы для различных контактово-метаморфических пород, сформировавшихся за счет магматических образований основного ряда, а также целитового и карбонатного материала.

Глава XIV. РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

§ 73. Общая характеристика

Рассмотренные в предыдущих главах вопросы формирования метаморфических пород касаются локальных проявлений процессов метаморфизма. Полевые исследования и микроскопическое изучение этих пород достаточно ясно указывают на природу агентов метаморфизма и их источник.

Региональный метаморфизм представляет собой гораздо более широкое и значимое геологическое явление. Это подчеркивается не только обширностью площадей, сложенных породами одной метаморфической фации, но и особенно интенсивными метаморфическими преобразованиями. Сложность формирования регионально метаморфизованных пород находит свое отражение в существовании многочисленных гипотез, характеризующих геологические и физико-химические условия оптимального проявления этого процесса.

Н. Г. Судовиков [1964] заключает, что «главной причиной регионального метаморфизма следует считать тектонические движения, приводящие в результате развития подвижных поясов к погружению на разную глубину накопленных и дислоцированных геосинклинальных осадочных и вулканических образований».

Другие исследователи (Д. С. Коржинский, В. С. Соболев) связывают проявления метаморфизма этого типа с периодом восходящих тектонических движений в складчатом поясе, подъемом магматических масс и сквозьмагматических растворов.

Наконец, третьи [Тернер, Ферхуген, 1961, и др.] подчеркивают, что региональный метаморфизм не может быть просто следствием глубокого погружения или внедрения больших масс магмы. Он имеет место в условиях прохождения через породы повышенных количеств тепла (теплового потока).

Н. А. Елисеев [1963] выделяет два типа регионального метаморфизма. Первый находится в связи с погружением толщ пород в пределах геосинклинали и их нагреванием. В области максимального

опускания «наблюдаются явления ультраметаморфизма, сопровождающиеся частичным переплавлением пород». Второй тип регионального метаморфизма приурочен к узким и вытянутым зонам, в которых активно проявлены интенсивные дислокационные и тепловые процессы.

Такой дифференцированный подход к явлениям регионального метаморфизма вполне оправдан с геохронологической, структурно-геологической и физико-химической точек зрения. В последнее время это разделение видов регионального метаморфизма нашло отражение в работах Б. Я. Хоревой [1966] *. Среди факторов регионального метаморфизма главными являются следующие: подъем температуры; деформации складчатого характера (одностороннее давление); давление нагрузки, определяемое глубиной залегания; процессы метасоматоза, являющиеся отражением метаморфической дифференциации или воздействия магматических масс.

Повышение температуры может осуществляться в результате одной из следующих причин.

Во-первых, образование базальтовых магм на начальных стадиях геосинклинального развития имеет своим следствием сложный ряд геологических явлений (дифференциацию, ассимиляцию и др.) и обуславливает подъем геоизотерм в глубинных частях орогенных поясов и повышение температуры в пределах всего разреза складчатой области. Представление о том, что базальтовая магма в основании сыля является источником тепла для процесса регионального метаморфизма, подтверждается направленным характером процессов гранитизации. Последний процесс по замечанию Рида [Read, 1951] также имеет источник «гранитизирующих флюидов в кристаллизующемся симатическом материале под геосинклинальной зоной». Следовательно, и теплота, необходимая для метаморфических превращений серии осадочных и вулканических пород, и сопровождающие региональный метаморфизм метасоматические агенты (например, «сквозьмагматические растворы») имеют своим частичным источником базальтовый (симатический) материал.

Второй важной причиной повышения температуры является радиогенное тепло. Накопление радиоактивных элементов в осадочных породах геосинклинальных отложений является, вероятно, не единственным путем их повышенной концентрации в глубинных зонах земной коры. В противном случае существуют неясности их предпочтительной аккумуляции в глубоких сечениях геосинклинальных зон. Более вероятно, что накопление радиоактивных элементов в этих участках является следствием дифференциации еще более глубинных горизонтов Земли, например, по принципу зонной плавки

* С учетом этих же данных коллективом авторов под редакцией В. С. Соболева [Добрецов и др., 1966] опубликована геологическая карта фаций регионального метаморфизма СССР. Эта обобщающая работа, составленная по геолого-тектоническим и геологическим данным, дает возможность судить о физико-химических условиях формирования регионально метаморфизованных пород.

[Виноградов, Ярошевский, 1965]. Недавние геохимические исследования [Engel A. E., Engel, Havens, 1965] показали, что переход от базальтов глубоких частей океанов к базальтам вулканических островов и континентов сопровождается сильным обогащением последних пород Pb, Rb²⁰⁶, Sr, Sr⁸⁷, Th, U и другими элементами. Таким образом, в самом процессе формирования земной коры путем дифференциации глубинного вещества мантии происходит накопление радиоактивных элементов.

Ряд исследователей полагает, что механические деформации в складчатых зонах являются дополнительным источником тепла, способствующего региональному метаморфизму.

Все эти причины обуславливают неравномерное распределение температуры в различных участках оболочки Земли и ее изменение с глубиной. Геотермический градиент в среднем соответствует 30 град/км; он резко повышается в областях новейшего вулканизма (50 град/км) и понижается (10 град/км) для участков платформ. Для более древних периодов развития Земли, особенно для архея, эти значения были иными, так как содержание радиоактивных изотопов некоторых элементов было очень высоким; соответственно и тепловая энергия Земли для архейского времени была значительно выше современной.

Существенную роль в региональном метаморфизме играет одностороннее и общее давление. Оно оказывает большое влияние на формирование структурно-текстурных особенностей пород (см. § 67 и 68) и на особенности кристаллизации некоторых минералов.

От величины давления зависят в значительной мере и парагенетические ассоциации метаморфических пород.

Например, А. А. Маракушевым [1965] показано, что большее давление отвечает ассоциации глиноземистого гиперстена с силлиманитом (гранулитовый комплекс Алдана), тогда как с понижением давления этот парагенезис замещается на гранат-кордиеритовую ассоциацию. В пределах последнего парагенезиса в зависимости от увеличения давления происходит постепенное уменьшение железистости граната от 90 до 50%.

С увеличением давления происходит замещение плагиоклаза в метабазро гранатом, что отражает процесс эклогитизации для глубинных комплексов. А. Казак [1964] показал, что процесс эклогитизации диабазов на Южном Урале происходит также в зоне сильного одностороннего давления.

Величина давления в зонах метаморфизма значительно влияет на положение точек плавления многих минералов, на физическое состояние летучих компонентов, а также на различную роль H₂O и CO₂. А. А. Маракушевым [1965] приведены данные, которые указывают, что парциальное давление H₂O с глубиной сначала возрастает, достигая максимума в зонах средней глубинности, затем в гранулитовой зоне роль H₂O уменьшается вследствие увеличения отношения CO₂ к H₂O.

Важным фактором метаморфических преобразований в процессе регионального метаморфизма является метасоматоз. Перемещение огромных количеств вещества в составе жидкой и газовой фазы при региональном метаморфизме является эмпирически установленным фактом. Это регистрируется при изучении как линейно вытянутых зон, в которых проявлены процессы щелочного метасоматоза (глаукофанизация, эгиринизация, фельдшпатизация), так и на обширных площадях докембрия.

Некоторые вопросы терминологии пород регионального метаморфизма

Прежде чем рассматривать особенности образования пород в различных зонах или фациях регионального метаморфизма, необходимо кратко остановиться на применяемой терминологии.

Наиболее распространенными регионально метаморфическими образованиями являются сланцы, гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты. Содержание, вкладываемое в эти определения различными авторами, часто расходится, что заставляет пояснить значение, в котором эти термины будут применяться в дальнейшем.

Такие наименования, как «гранулиты», «эклогиты» и другие, используются более или менее однозначно и будут ясны из нижеприведенного описания.

Под термином «сланцы» будут описываться породы наиболее слабых степеней метаморфизма, формирующиеся в условиях эпизоны Грубенманна. Главнейшими особенностями этих пород являются мелкозернистость, сланцеватость, наличие реликтовых структур и текстур и присутствие низкотемпературных минералов специфического химизма. Эти породы формируются в условиях фации зеленых сланцев (см. § 74).

Наибольшие разногласия встречаются в применении термина «гнейсы». В определении этого наименования должны быть отражены две характерные особенности гнейсов: 1) интенсивность изменения исходных пород и 2) минеральный состав гнейсов. Интенсивность, или степень метаморфизма, средняя и сильная; условия формирования соответствуют мезо-катазоне Грубенманна, или альмандиново-амфиболитовой — гранулитовой фациям Тернера и Ферхугена (см. § 74). Это определяет типичные структурные и текстурные особенности гнейсов — их сравнительную крупнозернистость и гнейсовидную текстуру, что резко отличает их от сланцев слабых степеней метаморфизма.

Минеральный состав гнейсов определяется существенным содержанием в них полевого шпата: плагиоклаза (преимущественно олигоклаз-андезинового ряда), микроклина или ортоклаза. Во многих разновидностях гнейсов присутствует кварц; темноцветные компоненты породы, имеющие подчиненное значение по сравнению с лейкократовыми, могут быть представлены разнообразными минералами. Наи-

более широко распространенными из них являются биотит, амфибол, пироксены, дистен и силлиманит, гранаты и многие другие (см. § 75).

Выделяют ортогнейсы и парагнейсы. Первые возникают за счет изменения магматических пород — гранитов и гранитоидов, сиенитов и диоритов, а также их экструзивных разновидностей. Парагнейсы образуются при метаморфизме глинистых и песчано-глинистых пород, аркозов и граувакк.

При метаморфизме магматических пород основного — ультраосновного состава (габбро, перидотиты), а также осадочных пород, богатых фемическими составными частями (некоторые граувакки, доломиты и др.), образуются амфиболиты и полевошпатовые (плагноклазовые) амфиболиты; они имеют крупно- и среднезернистую структуру кристаллобластического типа и характеризуются массивной или сланцеватой текстурой.

Среди амфиболитов, так же как и среди гнейсов, выделяют пара- и орторазновидности, во многих случаях неотличимые друг от друга. Основным критерием для отличия пара- и ортород являются реликтовые структурно-текстурные признаки и некоторые особенности минерального и химического состава. Так, например, вещественный состав ортогнейсов (и ортоамфиболитов) близок к составу соответствующих магматических пород. Кроме того, они обычно не содержат существенного количества таких метаморфических минералов, как дистен, силлиманит, кордиерит и ставролит. В ортородах зерна рутила, циркона, апатита и других минералов имеют правильные кристаллографические формы, а в парародах окатаны.

Под названием кристаллические сланцы объединяется обширная и разнообразная группа пород, характеризующаяся средней (частично сильной) степенью метаморфизма и отсутствием в составе существенного количества полевого шпата. В. А. Заварицкий [1961] предложил сланцы низких степеней метаморфизма называть метаморфическими, подчеркивая этим их отличие от кристаллических.

Образование гнейсов (и плагноклазовых амфиболитов) при прогрессивном изменении сланцев низких степеней метаморфизма определяется сменой критических ассоциаций минералов. Так, парагенезис серицит + хлорит + кварц (типичный для серицит-хлоритовых сланцев и филлитов) сменяется на калиевый полевой шпат + биотит + кварц. Ассоциация хлорит + альбит + эпидот (характерная для зеленых сланцев) переходит в ассоциацию амфибол + плагноклаз, чаще всего андезин. Приведенные сведения показывают, что в минеральном составе гнейсов (так же как и плагноклазовых амфиболитов) определяющим является присутствие полевого шпата; кварц в гнейсах не является симптоматическим минералом, хотя часто и содержится в этих породах. Такое понимание термина «гнейс» позволяет применять его, например, для обозначения генетически связанных метаморфизованных пород, состав которых изменяется от плагноклазовых гранитов через трондjemиты к диоритам и другим породам, не содержащим кварца (плагниогнейсовые формации докембрия).

§ 74. Понятие о зонах и фациях регионального метаморфизма

Зависимость интенсивности проявления регионального метаморфизма от глубины была впервые отмечена в 1889 г. Г. Х. Вильямсом. В дальнейшем это представление развивалось Седерхольмом, Ван-Хайзом, Лукашевичем, Грубенманном, Ниггли и другими. Особой известностью пользуется классификация зон метаморфизма, разработанная Грубенманном и Ниггли.

Эти авторы выделяют три зоны регионального метаморфизма: 1) верхнюю — эпизону, 2) среднюю — мезозону и 3) нижнюю — катазону.

Термодинамические условия в эпизоне характеризуются относительно низкими, до умеренных, температурами и сильным односторонним давлением (стрессом). В отдельных случаях значение стресса может ослабевать. В эпизоне могут происходить явления катаклаза и милонитизации пород. Наряду с механическим изменением нередко осуществляется перекристаллизация пород, не сопровождаемая раздроблением. Структуры пород катакластические, порфирокластические, реликтовые, иногда кристаллобластические (лепидобластическая, фибробластическая). Характерными минералами пород эпизоны являются хлорит, тальк, серицит, серпентин, карбонаты, эпидот-цизоитовые минералы, хлоритоид, альбит, кварц и др. Как видно из приведенного перечисления, многие минералы содержат H_2O , OH , CO_2 . Типичными породами эпизоны являются хлоритовые, тальковые, серицитовые, серпентиновые, карбонатные сланцы. Сюда относятся филлиты, зеленые сланцы, горшечный камень, катаклазиты, милониты.

Термодинамические условия мезозоны характеризуются очень сильным стрессом, сопровождаемым гидростатическим давлением; температура выше, чем в эпизоне. Для этой зоны обычны следующие минералы: биотит, мусковит, ставролит, кианит, актинолит, обыкновенная роговая обманка, эпидот, кислый плагиоклаз. Структуры главным образом кристаллобластические. Метаморфические породы мезозоны — гнейсы и кристаллические сланцы, содержащие вышеуказанные минералы.

В катазоне главными факторами метаморфических преобразований являются высокая температура и значительное гидростатическое давление. Стресс выражен слабее, чем в других зонах, иногда он вообще отсутствует. В этой зоне происходит продолжительная химическая перекристаллизация пород. Ход химических реакций определяется возросшим давлением, и это способствует появлению минералов с малым удельным объемом и большим удельным весом. Например, плагиоклаз и пироксен габбро заменяются гранатом и омфацитом в эклогите; при этом резко изменяется удельный вес пород — от 2,7 в габбро до 3,5 у эклогитов. Типоморфными минералами катазоны являются магнезиальные гранаты, омфацит, ромбические пироксены, оливин, магнезиальный кордиерит и некоторые другие.

Эскола [1939] и другие петрографы возражали против трехчленного деления зон метаморфизма по глубине формирования. Это деление не является совершенным по той причине, что не всегда рост давления и температуры пропорционален глубине залегания пород; из пород одного и того же состава образуются более разнообразные минеральные ассоциации, чем это предусмотрено трехчленной схемой.

В основу современного подразделения регионально метаморфизованных пород положен принцип минеральных фаций. Этот принцип опирается на приложение правила фаз Гиббса к минеральным ассоциациям, достигшим равновесия. Работами Гольдшмидта [Goldschmidt, 1911] и Эскола [Escola, 1915] была показана большая зависимость минеральных парагенезисов метаморфических пород от химизма и термодинамических условий формирования. Сравнение минеральных ассоциаций района Осло и Ориярви позволило Эскола впервые разработать фаціальную систематику метаморфических пород. Согласно Эскола [Escola, 1920], «...минеральная фация охватывает все породы, возникшие в таких сходных условиях температуры и давления, что определенный химический состав приводит к одной и той же ассоциации минералов». В породах, принадлежащих к одной фации, минеральный состав зависит исключительно от химического состава породы. Породы различного минерального состава, структуры и генезиса (например, осадочные и магматические), но имеющие близкий химический состав, преобразуясь в одинаковых условиях метаморфизма, приобретают новый — сходный — минеральный состав (принцип конвергенции).

Некоторые минеральные ассоциации могут быть устойчивы в пределах нескольких фаций, поэтому для отнесения породы к определенной фации следует руководствоваться критической ассоциацией минералов.

К критическим минералам метаморфического генезиса следует относить минералы, образовавшиеся в течение метаморфического процесса и устойчивые в определенном, узком, интервале температуры и давления. Критическая ассоциация минералов в пределах одной метаморфической фации может меняться в довольно широких пределах в зависимости от исходного химического состава изменяемых пород.

Петрографическим доказательством принадлежности пород к одной метаморфической фации служит возникновение одной и той же парагенетической ассоциации в породах различного исходного состава. Например, ассоциация плагиоклаз — роговая обманка появляется в амфиболитовой фации, в ортопородах габбро-диабазового ряда и в загрязненных карбонатных породах, например мергелях. Широкое развитие парагенезиса микроклина или ортоклаза с силиманитом для пород различного возраста также подтверждает их изофаціальность.

Парагенетические ассоциации минералов изображаются на треугольных диаграммах состояния, в вершинах которых помещаются

главные компоненты, определяющие химический состав породы. В зависимости от физико-химических условий метаморфизма (изменения температуры, давления, концентрации подвижных компонентов) парагенетические ассоциации минералов будут меняться. Таким образом, изменение парагенезиса служит критерием изменения обстановки формирования пород и их отнесения к различным метаморфическим фациям.

Первоначально Эскола выделил пять метаморфических фаций: санидинитовую (наиболее высокотемпературная, низкое давление) и роговиковую (высокая температура, умеренное давление), представляющие фации контактового метаморфизма; к фациям регионального метаморфизма относятся фация зеленых сланцев (низкая температура, высокое одностороннее давление), амфиболитовая (средняя температура и высокое давление) и эклогитовая (наиболее высокая температура, высокое гидростатическое давление). Позднее Эскола выделил восемь фаций. Принципиальная схема Эскола сохранена во всех петрографических работах, посвященных региональному метаморфизму.

Большое значение имеет выделение фаций регионального и контактового метаморфизма Тернером и Ферхугеном [1961]; на основании изучения кривых одновариантного равновесия, полученных экспериментально и вычисленных по термодинамическим данным, эти исследователи дали оценку термодинамических условий для различных фаций метаморфических пород (см. § 75). Для регионального метаморфизма выделены следующие фации: 1) цеолитовая, 2) зеленых сланцев, 3) глаукофановых сланцев, 4) альмандин-амфиболитовая, 5) гранулитовая и 6) эклогитовая.

Ниже рассмотрены метаморфические породы фаций зеленых и глаукофановых сланцев, альмандино-амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой. Описание пород цеолитовой фации, имеющей крайне ограниченное развитие, здесь не приводится.

§ 75. Описание пород по

фациям регионального метаморфизма

Ф а ц и я з е л е н ы х с л а н ц е в

Породы фации зеленых сланцев едва ли представляют начальные продукты метаморфизма неизмененных пород. Некоторые исследователи полагают, что первым этапом метаморфизма являются филлитовидные, серицито-углистые и глинистые сланцы с хлоритом. Однако нет точных критериев для проведения границы между этими образованиями и зеленосланцевыми породами. Последние имеют очень широкое распространение в пределах протерозойских и более молодых регионально метаморфизованных пород. Все они характеризуются наличием минералов, имеющих низкую температуру

образования, часто содержащих воду, гидроксил или углекислоту. Типоморфными минералами этих пород являются альбит, хлорит, серицит, тальк, эпидот, серпентин, кварц, карбонаты. Температура образования пород фации зеленых сланцев составляет 100—250° С. Такие низкие значения температуры обуславливают низкие скорости химических реакций и присутствие неравновесных минеральных ассоциаций.

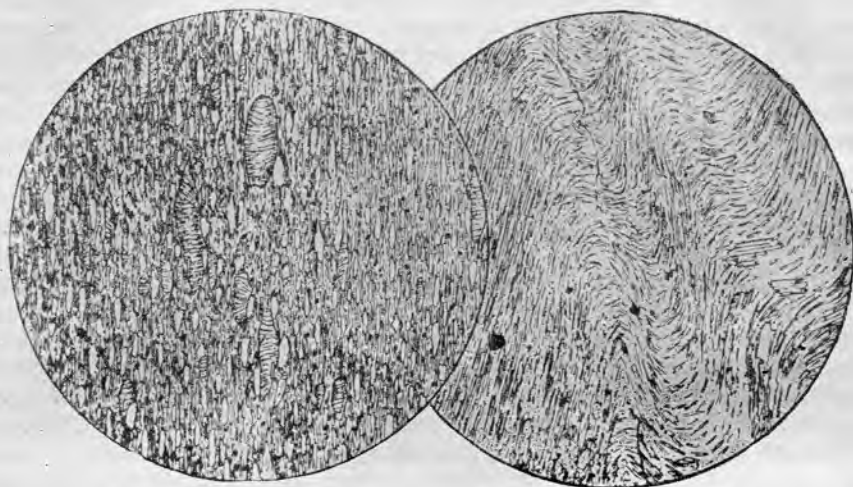


Рис. 133. Микроструктура хлорито-серицитовых сланцев (по Харкеру).
Увел. 23, без анализатора.

Породы этой фации имеют реликтовые текстуры, массивные со следами косой слоистости в песчаных породах и слоистые, в которых слоистость бывает подчеркнута вторичной сланцеватостью в глинистых породах. Структуры характеризуются мелкозернистым строением, унаследованным от исходных осадочных пород (рис. 133).

В глинистых породах возникают новообразования бесцветной слюды, придающей шелковистый блеск поверхности сланцеватости. Параллельно сланцеватости в слюдисто-хлоритовых сланцах могут располагаться мелкозернистые кварц-полевошпатовые обособления. Нередко эти сланцы имеют следы кливажа скольжения, выражающегося в гофрировке слюдистого материала пород. С повышением температуры ассоциация мусковит — хлорит заменяется биотитом. Здесь же может присутствовать хлоритоид, образующий призматически-пластинчатые порфиробласты, переполненные включениями кварца и пылевидных рудных частиц.

В кварцево-полевошпатовых породах фации зеленых сланцев слюдистый минерал играет подчиненную роль, но преобладают кварц, альбит и эпидот. Перекристаллизация первично осадочного

материала приводит к появлению кристаллизационной сланцеватости, линейности. Образование этих пород в условиях дифференциальных движений обуславливает возникновение S-образных поверхностей кливажа. Несмотря на то, что деформации и перекристаллизация пород сильно усложняют их первичные структурно-текстурные и минеральные особенности, кварц-полевошпатовые породы имеют более массивный облик по сравнению с первично глинистыми породами.

Известняки и основные изверженные породы в условиях метаморфизма фации зеленых сланцев испытывают ряд превращений, которые ведут к появлению сланцеватой текстуры и перекристаллизации. Кальцит и доломит — минералы, легко подвергающиеся деформации, — образуют многочисленные изогнутые полисинтетические двойники. При низких температурах в кварцсодержащих карбонатных породах совместно устойчивы кальцит, доломит и кварц. С повышением температуры образуется ассоциация кальцит — доломит — тремолит. К этим минералам могут присоединяться эпидот и гроссуляр. Основные породы метаморфизуются с образованием больших количеств хлорита, актинолита и эпидота, что обуславливает зеленый цвет сланцев. Широко развит также альбит, который может образовывать порфиробласты без двойникового строения. Структура зеленокаменных сланцев фибробластическая, лепидобластическая, гломеробластическая и реликтовая. Сфен и магнетит являются обычными акцессорными минералами сланцев.

Фа́ция глаукофа́новых сланцев

Породы этой фации развиты не так широко, как метаморфические образования других фаций. Характерным является их распространение в пределах линейно вытянутых зон в складчатых поясах палеозойского и более молодого возраста. Исходными породами при образовании глаукофановых сланцев являются основные магматические породы — базальты, диабазы и туфы, грубообломочные осадки, пелитовые и кремнистые породы. Многие исследователи отмечают пространственную связь глаукофановых сланцев с серпентинитами и эколгитами.

Наиболее распространенными парагенетическими ассоциациями в породах этой фации являются: глаукофан — мусковит — хлорит — кварц для пелитовых исходных пород; кварц — глаукофан — жадеит, кварц — жадеит — лавсонит — глаукофан для кварцево-полевошпатовых пород. Последние породы всегда содержат повышенное количество мусковита и альбита.

Глаукофановые сланцы, образовавшиеся по основным породам, имеют разнообразный минеральный состав: лавсонит — глаукофан; алмадин — лавсонит — глаукофан — мусковит; лавсонит — жадеит — глаукофан. Для этого типа глаукофановых сланцев характерно богатство пород глаукофаном, эпидотом, лавсонитом.

На территории Советского Союза породы этой фации развиты на Северном и Южном Урале [Казак, 1964]. В южной части антиклинория Урал-Тау проходит полоса повышенных деформаций, имеющая зональное строение. От периферии к центральной части изменение фаций пород следующее: зеленосланцевая, глаукофановая, альмандино-амфиболитовая и эклогитовая. Зона повышенного дислокационного метаморфизма имеет ширину до 4,5 км при протяженности до 80 км. Она характеризуется пятнистым распределением метаморфизма, выражающимся в быстрой смене пород. При этом по мере усиления деформаций в породах отчетливо проявляются рассланцевание, возникновение S-образных структур граната и микробудинажных структур. Одновременно в пределах одного и того же горизонта альбит-мусковит-хлоритовые сланцы фации зеленых сланцев по простиранию сменяются глаукофан-альбит-мусковитовыми и далее гранат-глаукофан-мусковитовыми сланцами глаукофановой фации.

Петрографическая характеристика показывает, что породы фации глаукофановых сланцев близки к зеленокаменным сланцам. Тернер и Ферхуген [1961] предполагают, что их образование осуществлялось при температуре 300—400° С и очень высоком общем давлении и p_{H_2O} . Для многих районов развития глаукофановых сланцев отмечают значительную роль метасоматического привноса натрия и железа в процессе их формирования.

Альмандиново-амфиболитовая фация

Породы названной фации представляют продукты средней и высокой степени регионального метаморфизма. В минеральном составе пород характерным является присутствие роговой обманки и плагиоклаза ряда андезина. Однако этот парагенезис свойствен высоко кальциевым породам. Среди других минералов этой фации встречаются альмандин, силлиманит, диопсид, ставролит, кордиерит, дистен, волластонит, эпидот, мусковит. Пелитовые осадки, метаморфизованные в условиях этой фации, образуют серию гнейсов и кристаллических сланцев с хорошо выраженной сланцеватостью.

По сравнению с породами фации зеленых сланцев они имеют более крупнозернистую структуру. Эта особенность должна быть отмечена, поскольку при метаморфизме мелкозернистых пелитовых пород продукты высокой степени метаморфизма становятся весьма крупнозернистыми (рис. 134). Очень типичны для указанных пород порфиробласты граната, дистена, ставролита, содержащие включения кварца, рудного минерала, биотита. Основная ткань кристаллических сланцев содержит кварц, полевоы шпат и большое количество слюды — биотита и мусковита. И в основной ткани, и в виде гетеробластических агрегатов может встречаться силлиманит или его волокнистая разновидность — фибролит.

Кварц-полевошпатовые (песчанистые) породы в условиях фации альмандиновых амфиболитов характеризуются меньшей контрастностью по зернистости и меньше отличаются размером составных частей от исходных песчаников. Породы имеют массивную или слабо сланцеватую текстуру и богаты кварцем, полевым шпатом; слюда имеет подчиненное значение. В гнейсах и кристаллических сланцах могут сохраняться реликтовые окатанные зерна циркона, положение которых подчеркивает первичную слоистость. Наряду с отмеченными минералами присутствуют силлиманит, альмандин, кианит, ставролит.



Рис. 134. Ставролитовые и кианитовые сланцы (по Харкелу). Увел. 18, без анализатора.

Богатые кальцием и магнием карбонатные породы и основные по составу вулканиты содержат кальцит вместе с пироксеном, амфиболом, гранатом (гроссуляром), плагиоклазом, флогопитом и кварцем. Ассоциация кальцита вместе с кварцем возможна в породах этой фации (несмотря на высокие температуры) вследствие высокого давления CO_2 , препятствующего диссоциации кальцита и образованию волластонита. В известкистых сланцах может развиваться скаполит.

В условиях рассматриваемой фации метаморфизма гранат может ассоциировать лишь с роговой обманкой повышенной железистости $f = \frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}} = 45 \div 48\%$ [Другова, Глебовицкий, 1965]. Гранаты же имеют незначительное содержание пироповой составляющей — 15—20%. В биотите содержится от 2 до 3% TiO_2 , тогда как в биотитах гранулитовой фации содержание TiO_2 выше.

Амфиболиты являются характерными продуктами регионального метаморфизма альмандин-амфиболитовой фации. Эти породы имеют

массивную и полосчатую текстуру, иногда с проявлением сланцеватости и линейности. Главными минералами являются плагиоклаз (состава андезина) и роговая обманка; кроме того, могут присутствовать гранат, диопсид, эпидот, кварц и биотит. Весьма трудно отличить по минеральному составу пара- и ортоамфиболиты. В амфиболитах первично осадочного генезиса обычно больше роговой обманки, граната и эпидота, но меньше плагиоклаза, биотита и кварца. Амфиболиты, образовавшиеся по основным изверженным породам, содержат больше плагиоклаза, который частично сохраняет габитус первичного магматического минерала. В этих породах обычно присутствует сфен в виде каемок на рудном минерале.

Термодинамические условия стабильности некоторых минералов альмандин-амфиболитовой фации указывают на то, что верхним температурным пределом является 700—750° С. Таким образом, даже при небольшом содержании воды в исходных породах может наступить плавление широкого ряда составов. При этом осадки, близкие к гранитам, будут плавиться в большем объеме по сравнению с амфиболитами. Из последних может выплавляться лишь лейкократовая (плагиоклазовая) составляющая. Минимальные значения температуры для формирования минеральных парагенезисов фаций составляют, по данным Тернера и Ферхугена [1961], 550° С. Интервал давлений, в которых устойчивы эти породы, довольно большой — 4000—8000 бар.

Г р а н у л и т о в а я ф а ц и я

Продукты метаморфизма этой высокотемпературной фации объединяют большую группу пород первично магматического и осадочного происхождения. Их геологическое распространение ограничивается исключительно докембрийскими образованиями, где они слагают линейные зоны и изометричные выступы наиболее глубоких частей докембрия. Породы гранулитовой фации обладают специфическими структурно-текстурными особенностями и минеральным составом. Часто эти породы имеют полосчато-слоистое или линзовидное строение, обусловленное чередованием меланократовых и лейкократовых слоев; в породах присутствуют уплощенные линзы крупнозернистого кварца среди более мелкозернистого агрегата кварца и полевого шпата. Темноцветные минералы представлены гранатом, пироксеном, силлиманитом, рутилом. В некоторых гранулитах встречаются роговая обманка и биотит.

Кварц в этих породах имеет линзовидную форму и обладает волнистым и «струйчатым» погасанием. Полевой шпат представлен ортоклаз-пертитом, постепенно переходящим в микроклин. Гранат имеет розовато-буроватый цвет и содержит повышенное количество шпатовой составляющей по сравнению с гранатом менее высокотемпературных фаций. Содержание гроссуляра и альмандина в этих гранатах несколько ниже по сравнению с породами амфиболитовой фации. Пироксены представлены гиперстеном и диопсид-геденбергитом.

Гиперстен, по данным Эскола [Escola, 1957], содержит Al_2O_3 до 8%. Такое высокое содержание глинозема связано с формированием этих пород в условиях высокого давления.

В некоторых типах гнейсов гранулитовой фации содержится амфибол (например, чарнокитовые породы Украинского кристаллического щита), который замещается диоксид-геденбергитом. Этот факт можно объяснить, во-первых, тем обстоятельством, что амфибол является реликтовым минералом первично магматических пород, а во-вторых, амфибол, возможно, является реликтовым минералом предшествующего метаморфизма альмандин-амфиболитовой фации.

Плагиоклаз в гранулитах представлен андезином и лабрадором, на контакте с калиевым полевым шпатом в плагиоклазе присутствуют мирмекитовые вроски. Встречаются плагиоклазы антипертитового строения.

Некоторые типы гранулитов по своему химическому составу точно соответствуют изверженным породам — габбро и норитам. В других породах отмечается повышенное содержание щелочей и кремнезема, и, наконец, встречаются гранулиты, обогащенные Al_2O_3 , с большим количеством силлиманита.

Большинство исследователей считает, что высокая температура является одним из решающих термодинамических факторов образования пород гранулитовой фации. Так, Тернер и Ферхуген заключают, что температура соответствует 700—800° С, т. е. является максимальной для пород регионального метаморфизма.

Структурно-текстурные особенности пород и минеральный состав указывают на большое гидростатическое и одностороннее давление при формировании гранулитов. Во многих случаях в гранулитах отмечается широкое развитие процессов щелочного метасоматоза, выражающихся в микроклинизации полевого шпата, биотитизации гиперстена и других минералов.

Эклогитовая фация

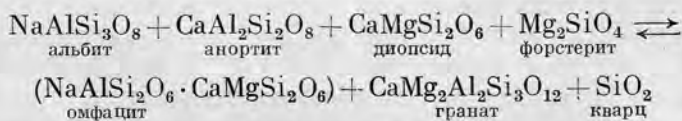
Эклогитами называют породы, состоящие из граната альмандин-пиропового состава и омфацита (омфацит представляет собой диоксид с существенным содержанием жадеитовой составляющей — $NaAlSi_2O_6$). В природе эклогиты не имеют широкого распространения, а изучение устанавливает их гетерогенное происхождение. Часть из этих пород наблюдается в виде ксенолитов в кимберлитах (Якутия), щелочных базальтах (Гавайи), другие встречаются среди дунитов и перидотитов орогенных зон (Норвегия и Швейцария). Вторая группа эклогитовых тел ассоциирует с гнейсами и сланцами орогенных зон (Норвегия, Альпы, Казахстан) и, наконец, с низкотемпературными метасоматическими глаукофановыми сланцами (Калифорния, Урал). Эклогиты второй группы, по всей вероятности, и близкие к ним по минеральной ассоциации породы образованы при метаморфических превращениях основных по составу пород. Некоторые типы эклогитов, обогащенные Al_2O_3 , содержат дистен. Эклогиты представляют собой средне- и крупнозернистые породы

часто порфиробластической структуры (рис. 135). Порфиробласты сложены гранатом; бледно-зеленый пироксен часто имеет линейно вытянутую ориентировку. Почти постоянной примесью в эклогитах является рутил, иногда достигающий значительных концентраций, — рутилоносные эклогиты Южного Урала.



Рис. 135. Эклогит, отчетливо видны зерна граната и пироксена. Увел. 23, без анализатора (по Харкеру).

В химическом отношении очень многие эклогиты эквивалентны породам габброидного состава. Многие исследователи [Тернер, Ферхуген, 1961; Йодер, Тилли, 1964] иллюстрируют образование эклогитов из габбро следующей реакцией:



Превращение габбровой ассоциации в эклогитовую происходит с соответствующим изменением плотности от 2,9—3,1 г/см³ габбро до 3,3—3,6 г/см³ эклогитов.

Геологические данные, минеральные ассоциации и результаты экспериментальных работ свидетельствуют о высокой температуре и давлении при образовании эклогитов. Тернер и Ферхуген [1961] считают, что эклогитовая ассоциация является устойчивой при температуре около 700° С и давлении около 13 000 бар. По мнению других исследователей, эклогиты могут формироваться в связи с высоким односторонним давлением и на меньших глубинах. Экспериментальные данные Йодера и Тилли [1965] свидетельствуют о том, что в условиях избытка воды эклогиты становятся неустойчивыми и замещаются пироксеновым амфиболитом. Ретроградные изменения в природных эклогитах подтверждают эти данные.

Наряду с типичными эклогитами известны гранат-пироксеновые (эклогитовые) кристаллические сланцы с плагиоклазом. Основными минералами этих пород являются гранат, плагиоклаз, клинопироксен. Присутствуют кварц, ортоклаз, гиперстен, роговая обманка и биотит. А. А. Маракушев [1965], описывая названные породы, указывает, что они являются переходными от гранулитовой фации к эклогитовой. Эти породы представляют собой наиболее глубинные образования метаморфических формаций Алданского щита и других районов. Их формирование приурочено к наиболее раннему периоду метаморфизма складчатых поясов, предшествующих образованию гранитов и гранитизации.

В табл. 30 приведены наиболее характерные минеральные парагенезисы для различных фаций регионального метаморфизма.

Особое направление в классификации пород регионального метаморфизма предложено составителями карты метаморфических фаций масштаба 1 : 7 500 000 под редакцией акад. В. С. Соболева [Добрецов и др., 1966]. Принципиально новым в этой работе является четкое разделение фаций средних и высоких давлений. Среди первых авторы выделяют: гранулитовую (I), амфиболитовую (II), эпидот-амфиболитовую (III) и зеленосланцевую (IV). Две первые относятся к высокотемпературным, а III и IV соответственно к средним и низкотемпературным.

Фации высоких давлений объединяют лавсонит-глаукофановую (V), фацию дистеновых гнейсов и сланцев (VI) и эклогитовую (VII). В объяснительной записке к карте приведены важные выводы о специфических особенностях формирования пород фаций высоких давлений, о соотношениях изверженных и метаморфических пород, об особенностях метаморфизма щитов и подвижных поясов и о строении земной коры в пределах СССР.

Глава XV. УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМ

§ 76. Общая характеристика

Под термином «ультраметаморфизм» понимают глубокие метаморфические преобразования пород, происходящие в глубинных зонах геосинклинальных областей, расположенных ниже уровня начала плавления гранитоидных пород. Ультраметаморфизм, таким образом, можно рассматривать как стадию развития регионального метаморфизма. При ультраметаморфизме, однако, активную роль приобретают расплавы, что сближает этот метаморфический процесс с магматическим.

Ультраметаморфические изменения являются результатом многообразных процессов при максимальных проявлениях различных факторов метаморфизма; среди последних существенное значение имеют резкое повышение температуры, влияние давления, воздействие летучих компонентов, интенсивные дифференциальные движения.

Таблица 30
 Типы пород и некоторые характерные минералы¹ в регионально метаморфизованных образованиях различных фаций

Исходный материал	Фация зеленых сланцев ($t = 250-500^{\circ}\text{C}$, $P_{H_2O} = 300-800 \text{ бар}$)	Альмандин-амфиболитовая фация ($t = 550-750^{\circ}\text{C}$, $p = 4000-8000 \text{ бар}$)	Гранулитовая и эклогитовая фации ($t = 700-800^{\circ}\text{C}$, p — до 13 000 бар)	Фация глаукофановых сланцев ($t = 300-400^{\circ}\text{C}$, p и P_{H_2O} — высокое)
Основные породы и мертели	Зеленые сланцы (основные сланцы)	Амфиболиты (плагноклазовые, гранатовые и др.)	Эклогитовые сланцы, основные гранулиты (гранатовые и пироксеновые), эклогиты	Глаукофан-лаванситовые сланцы
	Албит, эпидот, хлорит, актинолит, серпентин, тальк, стильномелан, серпент и др.	Роговая обманка, плагиоклаз, альмандин, диопсид и др.	Омфацин, гранат (богатый пирролом), дистен, рутил и др.	Лавсонит, глаукофан, жадеит, цумпеллит и др.
Пелитовые и кварц-полево-шпатовые породы	Серицитовые и серицит-хлоритовые сланцы, филлиты	Кристаллические сланцы и гнейсы	Гранулиты, чарнокитовые гнейсы	Глаукофановые сланцы
	Кварц, альбит, серицит, хлорит, эпидот, стильномелан, хлоритгоид и др.	Кварц, силлиманит, диопсид, ставролит, мусковит, биотит, кордиерит, альмандин, полевые шпаты (ортоклаз и др.)	Гранат (богатый пирролом), пироксен (гиперстен, богатый Al_2O_3), дистен, кварц	Кварц, жадеит, глаукофан и др.
Карбонатные породы	Известковые и магнезиальные сланцы (кальцит-тремолитовые, тальковые, серпентиновые и др.)	Кристаллические сланцы (тремолитовые, диопсидовые и др.)	Диопсид-гиперстенные кристаллические сланцы	Глаукофан-кальцитовые сланцы
	Кальцит, доломит, тремолит, кварц, эпидот, хлорит, кварц, тальк, серпентин	Тремолит, диопсид, гранат, куммингтонит, анортит, кварц и др.	Диопсид, гиперстен, скаполит, карбонаты, форстерит, шпинель	Глаукофан, кальцит, эпидот, хлорит и др.

¹ Значения температуры даны по Тернеру и Ферхугену [1961]. В. В. Белоусов [1966] на основании данных Видлера устанавливает верхний предел фации зеленых сланцев $525-550^{\circ}\text{C}$, амфиболитовой — 620°C и гранулитовой — 720°C . Типы пород выделены курсивом, а характерные для определенных фаций минералы — прямыми шрифтом.

Все эти факторы вызывают перекристаллизацию, метасоматические изменения и селективное (или даже полное) расплавление пород.

Особенно велика роль воды и летучих компонентов в процессах формирования ультраметаморфических пород и продуктов глубинных зон регионального метаморфизма. Решающее значение в понимании этого вопроса имело опубликование работы Боуэна и Таттла [Bowen, Tuttl, 1949], содержащей результаты изучения синтетической системы с участием воды. Это исследование показало, что при высоких температуре и давлении водяной пар является самостоятельной фазой системы, находящейся в устойчивом равновесии с конденсированными ее частями. Последующие работы тех же исследователей, а также Х. С. Йодера [1954], В. А. Николаева [1947, 1951, 1953] и других подтвердили выводы Боуэна и Таттла и показали, какую важную роль играют летучие компоненты в формировании пород при процессах ультраметаморфизма, высокотемпературного метасоматоза и регионального метаморфизма.

Ультраметаморфизм широко проявлен в областях, сложенных докембрийскими образованиями (Балтийский и Украинский кристаллические щиты, Алдан, Анабар, Восточный Саян и другие регионы). Эта особенность локализации процессов ультраметаморфизма объясняется не только глубокой эрозией районов древних щитов и платформ, но и большой термической активностью земной коры в докембрийское время (см. § 75). Процессы ультраметаморфизма могут иметь место и в некоторых районах, сложенных более молодыми (посткембрийскими) образованиями; их развитие здесь связано с особым тектоническим и тепловым режимом, вызванным подъемом плутонического фронта или высокотемпературных растворов [Елисеев, 1963; Хорева, 1964]. Ультраметаморфические преобразования указанного типа имеют незначительное распространение и концентрируются вдоль линейно вытянутых зон (Памир, Урал и др.).

Термин «ультраметаморфизм» был предложен впервые Холмквистом в 1909 г. Исследования, сыгравшие важную роль в понимании процессов ультраметаморфизма, принадлежат также финскому петрологу Седерхолму [Sederholm, 1907, 1923, 1926 и др.]. В СССР изучению ультраметаморфических пород посвящены обобщающие работы Н. Г. Судовикова [1939, 1950, 1954, 1955, 1959, 1964], Д. С. Коржинского [1952, 1953, 1957], К. А. Шуркина [1955, 1957], Ю. И. Половинкиной [1957] и многих других. Главными типами ультраметаморфических процессов являются мигматитообразование, гранитизация, палингенез, реоморфизм и анатексис. Часто эти процессы взаимосвязаны друг с другом и наблюдаются совместно. Ниже дается краткая характеристика этих процессов и описываются главные типы мигматитов, а также анатектических и гранитизированных пород.

§ 77. Мигматиты

Мигматиты представляют собой неоднородные по составу породы. Они состоят из относительно меланократовых метаморфических пород, называемых субстратом; состав последнего меняется в различных мигматитах, соответствуя слюдяным и амфиболовым сланцам и гнейсам, реже другим породам средних — высоких степеней метаморфизма. Наряду с субстратом в мигматитах всегда присутствует более светлая масса, представленная лейкократовыми гранитами, аплитами или пегматитами.

Этот существенно кварц-полевошпатовый материал может располагаться среди субстрата послойно, пересекать его в виде тонких жилок или грубых секущих жил. В дальнейшем для краткости описания он будет называться «жилым» или «инъекционным», без придания этому термину генетического смысла. Такое определение мигматитов не содержит указания на генезис субстрата и жильного материала и является удобным для описания фактического материала [Судовиков, 1965]. В зависимости от соотношения между субстратом и жильным материалом выделяют различные морфологические типы мигматитов.

В определение термина «мигматит» различные исследователи вкладывали несколько различное толкование, отражающее взгляды на генезис этих пород. Так, И. И. Седерхольм [1923, 1926], введший этот термин в петрографическую литературу, определял мигматит как смешанную породу, образовавшуюся в результате внедрения флюидной гранитной магмы (гранитный «ихор») между слоями субстрата. Холмквист в противоположность этой точке зрения главную роль в процессах мигматитообразования отводит выплавлению материала из самих толщ метаморфизируемых пород в процессе ультраметаморфизма. Взгляды этих исследователей находят отражение в предложенных ими терминах «артериты» и «вениты». В этих терминах проводится аналогия между артериальной и венозной кровью; свежую, артериальную, кровь, обновляющую организм, Седерхольм сравнивает с «ихором» — соком гранитной магмы; венозная, загрязненная, кровь, сопоставляется Холмквистом с жильным материалом, возникшим *in situ* путем латераль-секреционных процессов [Holmqvist, 1920].

Вегман считает, что эти две точки зрения не находятся в особом противоречии друг с другом и разница между ними заключается лишь в расстоянии, на которое перемещен жильный материал; в венитовых мигматитах это расстояние является минимальным, а в артеритах диапазон перемещения резко увеличивается [Wegmann, 1935; Судовиков, 1965]. Н. Г. Судовиков [1955] в методической работе по изучению мигматитов дает следующее их определение: «Мигматитами называются смешанные породы, состоящие из метаморфизованных пород субстрата и гранитного вещества, находившегося во время мигматитообразования в подвижном состоянии. Последний материал при тонком распределении может быть

представлен отдельными минералами, входящими в состав перекристаллизованного и химически измененного субстрата». Он указывает далее, что при изучении мигматитов и их классификации следует наряду с детальным описанием их состава, морфологических признаков, тектонической обстановки и прочих особенностей учитывать их генезис. На основании этого принципа выделяются мигматиты с неперемененным жильным материалом, образовавшимся за счет селективного плавления, и инъекционные мигматиты с перемененным жильным материалом.

К. А. Шуркин [1957] выделяет инъекционно-магматические, метасоматические и гетеролитогенные мигматиты. Первые представляют собой результат внедрения гранитоидной магмы вдоль трещин разрыва, плоскостей напластования и других ослабленных направлений в породе. К ним можно причислить эруптивные брекчии, а также агматиты. В метасоматических мигматитах кварц-полевошпатовый материал образуется в результате метасоматических процессов (гранитизации) и является генетически связанным с постмагматическими растворами интрузий средней глубинности. Формирование гетеролитогенных мигматитов обусловлено совокупностью многообразных процессов, среди которых существенное значение имеет выплавление на месте, процессы метасоматоза, инъекция. Среди мигматитов выделяют следующие типы.

Послойные мигматиты (син. мигматиты типа *lit par lit* *). Указанный тип мигматитов является наиболее широко распространенным в природе. Характерной особенностью мигматитов этого типа является послойное чередование субстрата и жильного материала. Жильный материал располагается параллельно слоистости или сланцеватости пород; иногда жилки могут располагаться и косо по отношению к сланцеватости породы, соединяя между собой отдельные прослои лейкократового материала.

Наиболее тонко инъекцированные разности послойных мигматитов называют мигматитами типа *lit par lit*. Мощность прослоев субстрата и жильного материала варьирует от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Иногда жильный материал в виде параллельных полос прослеживается на десятки метров и даже километры, в других случаях он дает раздувы или прерывается в пределах одного обнажения. Внешний вид послойных мигматитов иллюстрируется рис. 136.

В послойных мигматитах в отличие от агматитов субстрат и жильный материал в большинстве случаев содержат сходные минералы; например, в послойных мигматитах Приладожья полевошпатовый субстрат и жильного материала представлен плагиоклазом олигоклаз-андезинового ряда. Особый интерес представляют мигматиты по кордиеритовым гнейсам в Западном Приладожье, где в жильном материале содержится кордиерит. В целом можно указать, что встречены силлиманит-, гранат-, гиперстенсодержащие

* *Lit par lit* в переводе с французского означает «слой за слоем».

жильные образования в мигматитах (Алдан, Украинский кристаллический массив). По-видимому, это свидетельствует о большой зависимости состава жильного материала от состава окружающих гнейсов и сланцев.

Разновидностью послойных мигматитов являются артериты; жильный материал в них также располагается главным образом параллельно анизотропным структурам, но мощность его большая

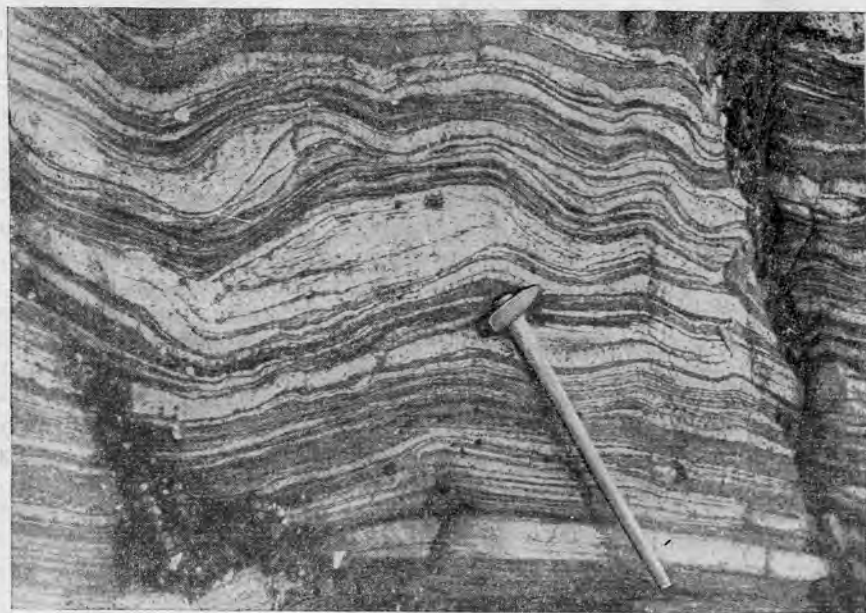


Рис. 136. Послойный мигматит. Беломорье. Колл. К. А. Шуркина.

и породы обладают грубополосчатой текстурой. К этому же морфологическому типу можно причислить линзовидно-жильные мигматиты [Шуркин, 1957]. Они характеризуются наличием линзовидных жилок пегматоидного кварц-полевошпатового материала или цепочек линз, соединенных тонкими проводниками. Границы линз часто неровные с разрастанием порфиробластов полевого шпата и замещением субстрата.

Агматиты, или *глыбовые мигматиты*. Этот тип мигматитов характеризуется тем, что жильный материал внедряется по трещинам, разломам и располагается между глыбами субстрата, при этом возникают образования, морфологически сходные с эруптивными брекчиями. В отличие от послойных мигматитов гранитоидный материал в них является перемещенным и имеет состав, резко отличный от состава субстрата. Исследование агматитов в Приладожье

показало, что они представляют узкие зоны, вытянутые на десятки километров, и образуются в зонах разломов глубинного заложения, формирование которых было одновременным с внедрением микроклиновых гранитов. Вещественный состав обломков разнообразен; они представлены различными гнейсами и амфиболитами, метабазиитами и более древними гранитоидными породами типа плагиогранитов (рис. 137). Цементирующий материал представлен микроклиновыми гранитами и аплитами. Жильный материал оказывает

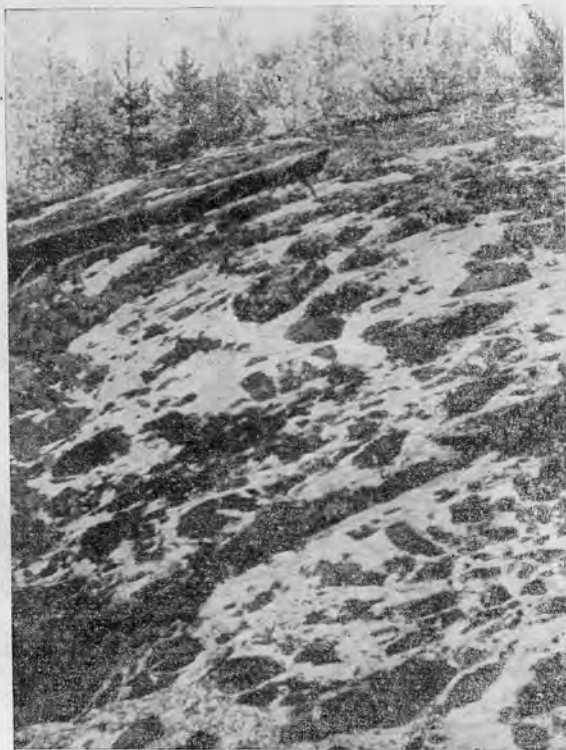


Рис. 137. Агматиты Беломорья. Обломки представлены амфиболитами и гнейсами, связующая масса — лейкократовый гранит. Колл. К. А. Шуркина.

активное метасоматическое воздействие на породы, слагающие обломки, особенно интенсивно изменяя слюдяные сланцы и гнейсы. Местами можно наблюдать переход к тeneвым мигматитам.

Теневые мигматиты (син. небулиты). В этом типе мигматитов стирается граница между материалом субстрата и жильным материалом. Границы между ними становятся неясными, с постепенными переходами. При этом идет интенсивное метасоматическое изменение материала субстрата, от которого нередко остаются лишь неясно очерченные «тени», откуда и произошло их название. Теневые мигматиты приурочены к участкам наиболее сильной мигматизации и гранитизации. Часто наблюдается преобразование

субстрата во вторичные граниты метасоматического генезиса. Среди этих гранитов иногда можно видеть расплывчатые участки субстрата со слоистой, плейчатой текстурами. Теневые мигматиты связаны постепенными переходами с мигматитами других типов и с гранитами метасоматического происхождения.

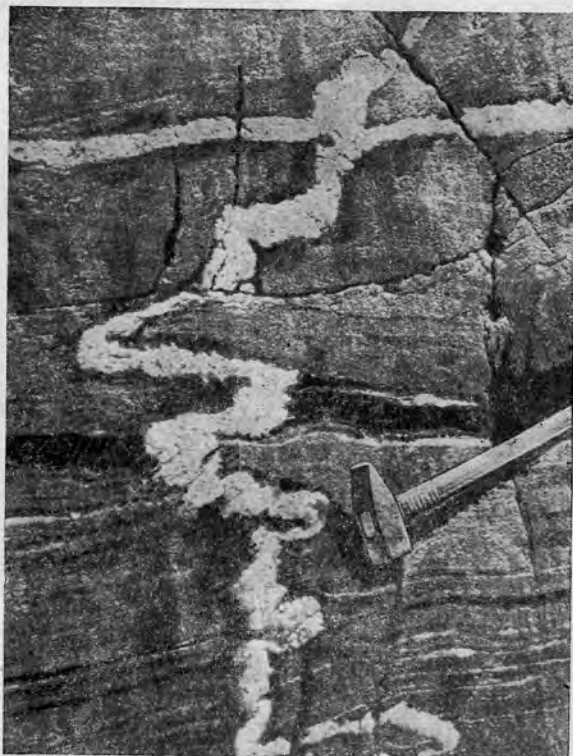


Рис. 138. Птигматитовая складчатость в мигматите. Беломорье. Колл. К. А. Шуркина.

Ветвистые и сетчатые мигматиты характеризуются наличием в субстрате ветвящихся жилок. Однако они не разделяют субстрат на отдельные блоки. Сетчатые мигматиты (или дикциониты, по Седерхолму) образуют сплошную сетку мелких жилок, инфильтрирующих субстрат; последний находится в виде изолированных участков. Наблюдаются переходы от агматитов и небулитовых мигматитов к дикционитам и ветвистым мигматитам, и во многих случаях трудно классифицировать эти образования.

Птигматитовые мигматиты. Этот тип мигматитов характеризуется смятостью жильного материала в мелкие складки, называемые птигматитовыми; они располагаются несогласно по отношению к сланцеватости субстрата и пересекают ее (рис. 138). Эта типичная особенность отличает птигматитовые мигматиты от плейчатых, или складчатых, мигматитов. Морфологические типы птигматитовых

мигматитов очень многообразны. Амплитуда складок обычно невелика и варьирует от нескольких сантиметров до 2—3 м, редко отклоняясь от этих величин. Меняются внешний вид жилок и их состав. Однако во всех случаях их основными минералами являются кварц и полевой шпат. Могут присутствовать слюда, гранат, апатит и др.

Имеется много гипотез образования птигматитов; наиболее правильной, по-видимому, является точка зрения Седерхольма и Холмквиста; большая степень деформации жильного материала, по их мнению, связана с тем, что в период складчатости он не был полностью консолидирован. Позднее исследования Рамберга также подтвердили, что основной причиной образования птигматитовой складчатости являлась деформация — сжатие вмещающих пород, происходящее параллельно простиранию жил.

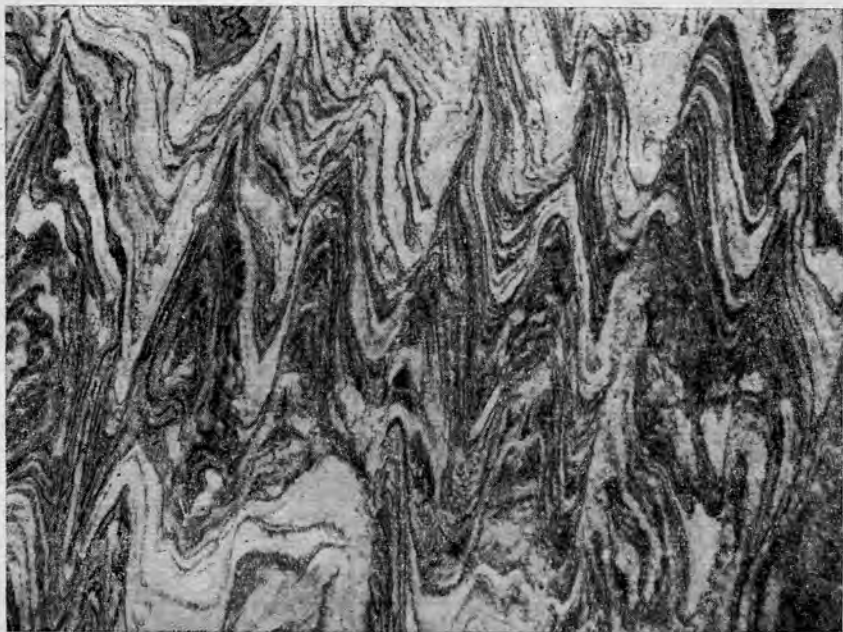


Рис. 139. Плойчатый мигматит. Беломорье. Колл. К. А. Шуркина.

Плойчатые, или складчатые, мигматиты. В отличие от предыдущего типа плойчатые мигматиты характеризуются наличием складок различных амплитуд; в этих породах и субстрат, и жильный материал деформируются гармонично, они характеризуются наличием согласных складок изгиба (рис. 139).

§ 78. Анатектиты и гранитизированные породы

Много дискуссий вызывает вопрос о гранитизации и анатектическом образовании гранитоидных пород. Эти два ультраметаморфических процесса, ведущих в отдельных случаях к формированию сходных пород, отличаются как по особенностям геологического развития, так и по специфике образующихся пород.

В формировании анатектитов существенную роль играет частичное (дифференциальный анатексис) или полное расплавление пород в связи с их погружением в глубины Земли. Известное значение при этом может иметь также привнос веществ; это отличает процессы анатексиса от палингенеза, при котором изменение состава плавящегося субстрата не происходит.

Анатектиты представлены различными по составу породами, важное значение среди которых наряду с микроклиновыми гранитами имеют другие гранитоидные породы, входящие в комплекс умеренно кислых гранитоидов [Кузнецов, 1965; Кратц, 1963]. За счет селективного (выборочного) плавления гнейсов, содержащих в своем составе кварц-полевошпатовый материал, возникают анхиэвтектические граниты, известные под названием палингенных. Расплавление метаморфизованных граувакк, глинистых сланцев и других пород, также характерных для геосинклинальных образований, ведет к формированию «пестрых» по составу пород; среди них главное значение имеют плагиоклазовые граниты, кварцевые диориты и др.

Характерной чертой анатектитов является наличие остатков недоплавленного субстрата, сохраняющегося в виде шпиров, обогащенных темноцветными минералами. В зонах «рождения» анатектитов типичной их особенностью является близость с составом вмещающих пород, ассоциация с мигматитами «венитового» типа, согласная форма залегания и слабое контактовое воздействие. При перемещении анатектитов в другие структурно-фациальные зоны перечисленные особенности не сохраняются.

Типичным примером анатектитов является комплекс плагиогранитов и кварцевых диоритов Приладжья [Саранчина, 1966]. В Беломорье последние исследования [Полканов и др., 1963] установили, что главная масса гранитов имеет состав (анхиэвтектический), характеризующий их образование из расплава.

Оптимальные условия для процесса анатексиса, как это было указано в § 46, возникают не только при высокой температуре в глубинных зонах земной коры, но и при высоком содержании H_2O , HF , P_2O_5 и Li_2O . В зависимости от этого с определенных глубин (начиная от 21 км от поверхности при геотермическом градиенте в 30 град/км) начинается зона плавления с переменным количеством жидкости гранитного или гранодиоритового состава. Безусловно, при такой оценке необходимо учитывать и давление, повышающее температуры плавления минералов.

Перемещение возникшего гранитного расплава зависит не только от тектонической обстановки, но и от температуры расплава. При относительно низких температурах — $600-700^{\circ}\text{C}$ — возможности перемещения расплава сильно ограничены вследствие того, что наступает кристаллизация анатектического расплава. Боуэн и Таттл указывают, что значительно перемещаются от места своего образования гранитные жидкости, перегретые до 960°C и выше [Bowen, Tuttle, 1958].

В термин «гранитизация» различные исследователи вкладывают неодинаковый смысл. Так, для одних этот процесс обнимает всю совокупность метасоматических явлений, приводящих к образованию гранитов по породам любого исходного состава, без прохождения через магматическую стадию [Anderson, 1937; Wegmann, 1930; Read, 1950; Перен и Рубо, 1950; Рейнольдс, 1950; Судовиков, 1939, 1955, 1964 и др.]. Указанные авторы приводят обширный фактический материал, позволяющий детально ознакомиться с этим процессом и сделать выводы о его общей физико-химической направленности. Д. С. Коржинский [1952] и Н. А. Елисеев [1963] рассматривают гранитизацию, как процесс магматического замещения. Они указывают на значительную роль расплавов, обогащенных летучими компонентами. Эти расплавы являются весьма мобильными и способны мигрировать по мельчайшим трещинкам, ослабленным зонам породы и проникать в интерстиции между минералами. Д. С. Коржинский считает, что существенное значение при гранитизации имеют восходящие «сквозьмагматические» растворы, генетически связанные с крупными массами гранитных расплавов, сосредоточенных в зоне «глубинной складчатости». Эти растворы находятся в жидком или газообразном (надкритическом) состоянии.

Гранитизация вне зависимости от того, считать ли ее метасоматическим процессом или связывать с магматическим замещением (по Д. С. Коржинскому), обладает рядом специфических особенностей, позволяющих отличать ее от явлений анатексиса.

При процессе гранитизации наблюдаются последовательное замещение одних минералов другими и закономерная смена химизма изменяемых пород. Физико-химическая направленность процесса гранитизации выражается в увеличении в породах щелочей (главным образом, калия), кремнезема и выносе магния, кальция и железа. Породы различного состава и строения подвергаются гранитизации в неодинаковой степени; при прочих равных условиях гранитизация проявляется более интенсивно в сланцеватых породах, чем в субстрате однородного строения (рис. 140). Эта особенность гранитизации, разобранная А. И. Кукушкиным [1965], показала важную роль метасоматических изменений в формировании комплексов гнейсов Северо-Западного Беломорья.

Минералогически гранитизация в начальные стадии развития выражается в появлении межгранулярных жилок микроклина, антипертитовых вростков в плагиоклазе и росте порфиробластов; наряду с этим наблюдается разрушение таких минералов, как оли-

вин, пироксен, гранат, ставролит, дистен, и др. Они замещаются биотитом, микроклином и кварцем. В кульминационную стадию гранитизации породы приобретают состав, близкий к гранито-гнейсам и обогащенным микроклином гранитам. Цвет гранитизированных пород характеризуется преобладанием розоватых тонов окраски, связанной с развитием микроклина; типична их ассоциация с мигматитами «артеритового» типа, агматитами и др. В гранитизированных породах наблюдаются теньевые текстуры и своеобразные структуры, свойственные метасоматическим породам [см. § 67].

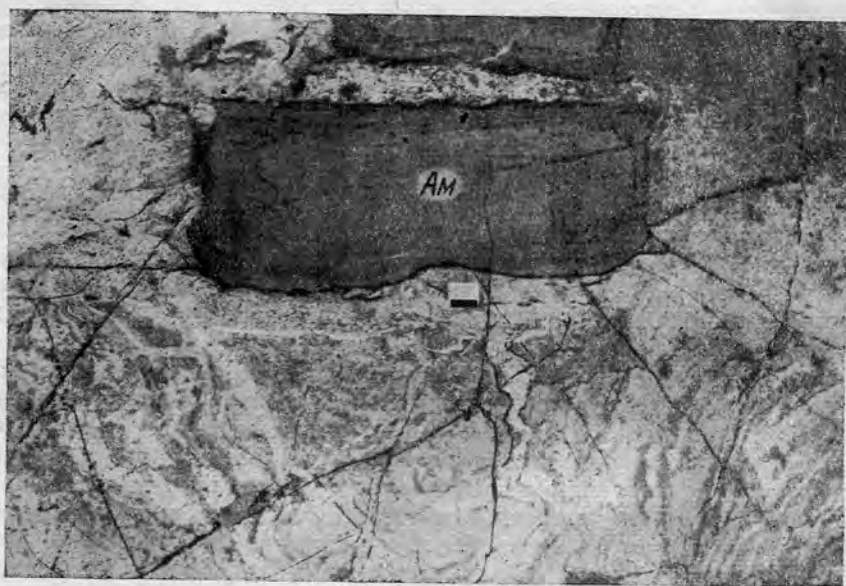


Рис. 140. Различная степень гранитизации в агматитах; обломки сланцев сохраняются в виде «теней», амфиболиты (Ам) имеют четкие контуры.

Геологические данные свидетельствуют о неравнозначном проявлении процесса гранитизации на различных уровнях земной коры. Наиболее понятным в определении источника этого процесса является приконтактовое метасоматическое преобразование в ореолах гранитных интрузий. Однако в верхних структурных зонах процессы гранитизации развиты локально ввиду быстрого остывания магматических масс и незначительности метасоматических преобразований. С глубиной это гранитизирующее воздействие магматических жидкостей становится более значимым. Большое давление и длительное остывание интрузивных масс обуславливают для гранитов, обогащенных щелочами, непрерывный переход расплава в раствор; последний оказывает интенсивное метасоматическое

воздействие на вмещающие породы. Реальность такого процесса хорошо устанавливается многочисленными геологическими примерами. Своеобразные доказательства приведены Таттлом [1961] показавшим, что глубинные породы гранитного состава вследствие выноса щелочей содержат избыток глинозема. Экструзивные породы типа липаритов вследствие быстрого остывания законсервировали в своем составе излишек щелочей (см. табл. 20, 22).

Таттл указывает, что «... те геологи, которые считают, что риолиты — это просто расплавленные граниты, образовавшиеся, в свою очередь, путем гранитизации, будут стоять перед трудностью объяснения излишка щелочей в риолитах».

Длительное остывание интрузивных тел способствует также выносу в экзоконтакты кремнезема в составе газовой фазы (см. § 46).

В глубинных условиях и при ультраметаморфизме докембрийских образований существуют сложные взаимоотношения процессов гранитизации и анатексиса.

Глава XVI. МЕТАСОМАТОЗ

§ 79. Общая характеристика

Метасоматические процессы, в отличие от собственно метаморфических, сопровождаются существенным изменением состава исходных пород, они протекают при активном участии растворов и пневматолитов, имеющих в большинстве случаев генетическую связь с магматической и постмагматической деятельностью. Пути их проникновения являются тектонически ослабленные участки, к которым приурочена наиболее активная циркуляция растворов — фильтрационная миграция; кроме того, метасоматическое изменение пород может быть связано с диффузией поровых растворов в межгранулярных пространствах; преобразование исходного материала при диффузном типе метасоматоза весьма существенно.

Метасоматоз * может развиваться в различной геологической обстановке и сопровождать все вышерассмотренные метаморфические процессы. Широкое развитие, например, имеют метасоматиты, связанные с автосоматизмом, контактовым и околорудным метаморфизмом. При этом возникают близкие по составу породы, отражающие общность процесса их формирования. В качестве примера можно привести грейзены, характеризующиеся общими чертами вещественного состава, рудной специализацией, характером «малых» элементов и специфическими чертами пространственной локализации; все они обязаны своим происхождением постмагматической деятельности, сопровождающей формирование гранитоидных тел (см. § 78). Метасоматиты могут развиваться при региональном метаморфизме и ультраметаморфизме.

* Синонимом является термин «метасоматизм».

Таким образом, метасоматоз неразрывно связан с метаморфическими процессами и может представлять более интенсивное их проявление [Коржинский, 1953]. Наряду с миграцией веществ факторами этого вида метаморфизма также являются повышение температуры и влияние давления.

Среди метасоматитов известны весьма различные по составу образования — скарны и фениты, пропилиты и аксинитовые породы; однако, несмотря на различие, метасоматиты имеют ряд общих особенностей.

Кроме того, в их расположении часто наблюдается метасоматическая зональность, выражающаяся в изменении — уменьшении — количества минералов, вплоть до образования анхимономинеральных пород в участках наиболее интенсивно проявленного метасоматоза [Коржинский, 1953; Елисеев, 1963].

Ниже рассмотрены лишь наиболее распространенные процессы (и связанные с ними породы), к которым относятся: грейзенизация, скарнообразование, образование вторичных кварцитов, пропилитизация и родственные ей процессы, образование карбонатитов и щелочной метасоматоз.

Описание таких гидротермальных метасоматических процессов, как окварцевание, карбонатизация, серицитизация и хлоритизация, баритизация, цеолитизация и формирование рудных метасоматитов, здесь не приводится, хотя они и имеют широкое развитие в природе.

§ 80. Описание главных типов метасоматитов

Грейзенизированные породы и грейзены

Процессы грейзенизации проявляются при формировании гранитных тел ультракислого состава — аляскитов, аплитов, гранитпорфиров. Образование грейзенов может быть связано и с автометаморфическими превращениями в магматических породах, и с аддитивным контактовым метаморфизмом филлитов, кристаллических сланцев и гнейсов. Реже грейзенизация имеет место в гранодиоритах, диоритах, песчаниках и кварцитах.

В минеральном отношении грейзены представляют собой лейкократовые породы, содержащие в качестве существенных минералов кварц, мусковит и литиевую слюду, турмалин, топаз, флюорит, апатит, аксинит, данбурит и др. Среди рудных минералов главное значение имеют касситерит и вольфрамит; развиты также шеелит, магнетит, гематит, пирит, молибденит, арсенопирит, халькопирит, висмутин, сфалерит, галенит, станнин. Содержание указанных минералов варьирует в широких пределах и изменяется часто в пределах одного штуфа. Для грейзенов, образовавшихся в автометаморфическую стадию грейзенизации за счет изменения гранитоидных пород, характерно развитие кварц-турмалиновой, кварц-топазовой, кварц-флюоритовой и кварц-мусковитовой (ленидолитовой) фаций.

Следует отличать грейзены от грейзенизированных пород. В первых процессы изменения чрезвычайно интенсивны, порода приобрела метаморфическую структуру и в ней полностью исчезли первичные минералы исходных пород. Для грейзенизированных пород характерна реликтовая, обычно бластогранитовая структура со следами замещения первичных минералов автометаморфическими. Можно наблюдать все стадии этого процесса от появления чешуек слюды, мелких выделений топаза и турмалина в полевом шпате до полного его замещения этими минералами. При этом выделяется значительное количество кремнекислоты, обуславливающее интенсивное окварцевание породы. В текстурном отношении грейзены отличаются пористостью, иногда даже кавернозностью. Структуры рассматриваемых пород характеризуются наличием псевдоморфоз и гломеробластических скоплений кварца и других минералов.

Форма залегания грейзенов крайне разнообразна; они могут быть приурочены к апикальным частям интрузивных тел или локализоваться вдоль единичных трещин или сети трещин. Иногда они образуют неправильной формы тела с причудливыми очертаниями. Вокруг трещин, являющихся путями циркуляции постмагматических растворов, отмечается зональность, обусловленная сменой различных фаций грейзенов. Установлена следующая смена пород, перечисленных в порядке возрастания интенсивности грейзенизации: грейзенизированная порода — кварц-мусковитовый грейзен — кварц-флюоритовый грейзен — кварц-топазовый грейзен — кварц-турмалиновый грейзен [Наковник, 1954]. К своеобразным процессам грейзенизации относится привнос бора и фтора; в результате этих процессов формируются породы, обогащенные аксинитом, датолитом, людвицитом и другими минералами, содержащими бор.

Грейзены и грейзенизированные породы представляют большой промышленный интерес, так как с ними связано образование месторождений важных полезных ископаемых. Среди грейзеновых рудных месторождений выделяют два главных типа: 1) несulfидный тип вольфрамо-касситеритового оруденения; 2) sulfидный тип, с которым связаны месторождения sulfидов Fe, Cu, As, Sn, Bi, Mo, Zn, Pb и др. На долю первых приходится 63%

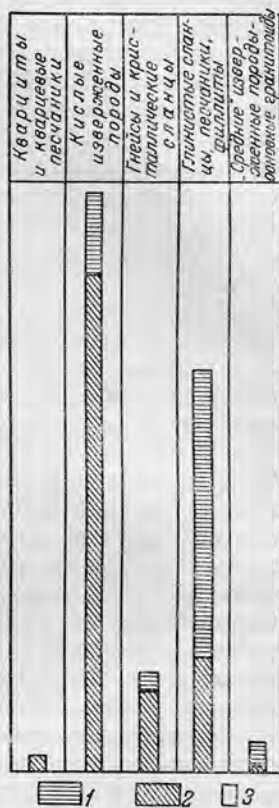


Рис. 141. Распространенность месторождений грейзенового типа в различных породах.

1 — несulfидный тип; 2 — sulfидный тип; 3 — высота прямоугольника соответствует 2%.

месторождений, на долю вторых — 37%. Рис. 141 иллюстрирует распространенность месторождений грейзенового типа в различных породах. Эти месторождения известны в Англии (Корнуэлл), в Трансваале, в Бирме, а также в СССР.

Грейзенизация представляет собой пневматолито-гидротермальный процесс, осуществляющийся в кислой среде и характеризующийся привнесением и выносом ряда веществ. При грейзенизации могут привноситься O, F, S, P, Cl, As, CO₂, BH₃, соединения Sn, W, Mo, Fe, Pb, Li, Be и другие элементы, а выносятся частично или полностью щелочи, щелочные земли; иногда приобретают подвижность SiO₂ и Al₂O₃. Часть веществ, вытесненных в процессе метасоматических изменений, например кремнекислота, может перетлагаться в пределах зоны пород, подверженных грейзенизации.

Скарны

Скарны представляют собой метаморфические породы, существенно состоящие из граната, пироксенов и ряда других минералов, образующихся при сравнительно высокотемпературном метасоматическом изменении карбонатных и в меньшей степени силикатных пород в условиях умеренных глубин [Карпова и Иваненцев, 1954].

В большинстве случаев скарны образуются на контакте карбонатных пород с интрузиями гранитов и гранитоидов. Реже скарнообразование имеет генетическую связь с кварцевыми диоритами, щелочными сиенитами, граносиенитами, монцонитами (Урал, Кузнецкий Алатау) и исключительно редко с траппами (Восточная Сибирь). Скарны могут располагаться как в непосредственном контакте с интрузиями, так и в значительном удалении от него. Их развитие приурочено к трещиноватым участкам, к зонам разломов, сбросов, плоскостей стратификации.

Формы тел скарнов весьма разнообразны. Скарны следует отличать от скарнированных пород; последние имеют реликтовые структуры, в них сохраняются минералы первичных пород.

Обычны многостадийность процессов скарнообразования и замещение одних минералов другими. Главнейшими стадиями скарнообразования являются собственно скарновая стадия минерализации и кварц-сульфидная, они отмечаются для всех скарновых месторождений. Соответственно им выделяют высокотемпературные скарны (800—500° C) и низкотемпературные (400—200° C).

Главными минералами высокотемпературных скарнов являются гранат андрадит-гроссулярового типа, пироксен диопсид-геденбергитового ряда, волластонит, хондродит и гумит, авгит, скаполит, везувиан, форстерит, флюорит, топаз и ряд других, а также рудные минералы — магнетит, шеелит, касситерит, молибденит.

Для низкотемпературных скарнов характерны эпидот, амфиболы, кварц, кальцит, хлорит, серицит и рудные минералы, представленные сульфидами — халькопиритом, пиритом, пирротинном,

галенитом, арсенопиритом, кобальтином. Часто наблюдается замещение минералов высокотемпературных скарнов минералами кварц-сульфидной стадии минералообразования (например, в скарнах Питкяранты в Карелии, в скарновых породах Средней Азии и пр.).

Различие минерального состава и структурно-текстурных особенностей обуславливает крайнее разнообразие внешнего вида скарнов. Они могут быть представлены то темными крупнозернистыми породами, богатыми черным гранатом (скарны Питкяранты), то плотными, темно-зелеными разновидностями, существенно состоящими из геденбергитового пироксена.

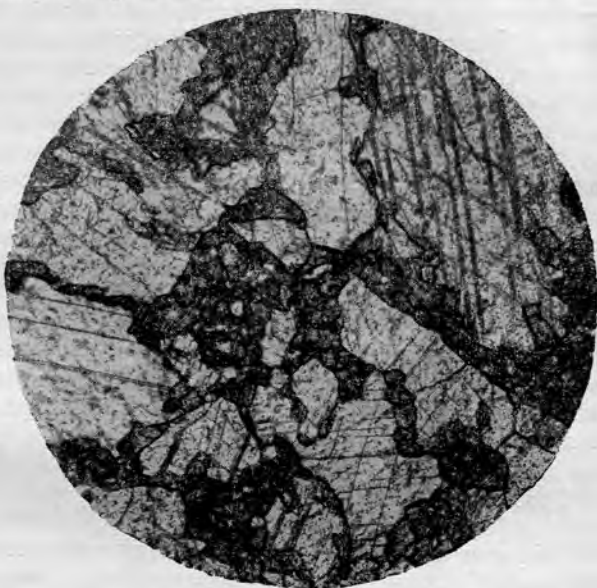


Рис. 142. Замещение доломита геденбергитом (темное). Увел. 27, без анализатора. Месторождение Ау-Курган. Колл. Н. В. Котова.

Структуры и текстуры в скарнах в начальные стадии преобразования реликтовые; при полном преобразовании возникают различные типы кристаллобластических структур; на промежуточных стадиях можно наблюдать развитие коррозионных структур (см. рис. 125, рис. 142).

Изучение скарнов имеет большой промышленный интерес, так как с ними связано большое количество рудных месторождений железа и меди (Урал, Югославия), железа, свинца и цинка (Норвегия), меди (Мексика, США), вольфрама и олова (США, Средняя Азия).

В пределах СССР имеются три области широкого развития скарнов — Урал, Западная Сибирь, и Средняя Азия; несколько меньше они распространены в Забайкалье, на Кавказе и в Казахстане.

Анализ фактического материала позволяет рассматривать скарны как продукты контактово-метасоматического, в меньшей степени автometасоматического процессов. Скарны образуются преимущественно за счет метасоматического изменения пород, богатых кар-

бонатом (известняки, доломиты, мергели, известково-силикатные роговики); привносимыми веществами являются SiO_2 , FeO , частично щелочи, а также те химические элементы, с которыми связана грейзенизация. Скарнирование вдоль тектонических трещин в магматических телах, образование скарновых месторождений штокверкового типа и другие особенности позволяют связывать скарны с постмагматической деятельностью. Источником растворов и пневматолитов следует считать глубокие части интрузивных тел [Николаев, 1944; Карпова и Ивашенцев, 1954].

Д. С. Коржинский считает скарны реакционными образованиями, возникшими при биметасоматических реакциях между силикатными и карбонатными породами в присутствии постмагматических растворов. Последние не являются скарнирующими, а лишь способствуют ходу реакции биметасоматического обмена. Это подтверждается, например, тем, что скарны могут располагаться вдали от непосредственного контакта с интрузивными породами в пределах метаморфического ореола. В пределах одного месторождения скарны могут формироваться как за счет вмещающих пород (экзоскарны), так и за счет магматических (эндоскарны), что указывает на взаимный обмен между силикатными и карбонатными породами. В процессе скарнообразования подвижными элементами являются H_2O , CO_2 , K_2O , MgO , FeO ; при понижении температуры MgO и FeO становятся менее подвижными и выделяются в скарнах в виде магнезиальных и железистых минералов (например, магнетита); кальций и кремний при понижении температуры становятся более подвижными [Коржинский, 1948, 1956].

Вторичные кварциты

Термин «вторичные кварциты» широко используется в петрографической литературе для обозначения окварцованных метаморфических пород, образовавшихся в результате гидротермально-метасоматического изменения преимущественно кислых и средних вулканитов. Значительно реже они развиваются за счет интрузивных и осадочных пород. Вторичные кварциты представляют собой весьма своеобразные метасоматиты, характеризующиеся специфической совокупностью геолого-петрографических, минералогических признаков и рудопроявлением. Многие минералы, типичные для них, не встречаются в других метаморфических породах.

Главными минералами вторичных кварцитов наряду с кварцем являются серицит, алунит $\text{K}_2\text{Al}_3(\text{OH})_4(\text{SO}_4)_4$, каолинит, андалузит, диаспор, пирофиллит $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$; второстепенные минералы, содержание которых может сильно варьировать, — корунд, дюмортьерит $\text{Al}_4[\text{Al}_4\text{BSi}_3\text{O}_{19}](\text{OH})$, топаз, цуниит $\text{Al}_{13}\text{Si}_5\text{O}_{22}(\text{OH})_{18}(\text{Cl}, \text{F})$, турмалин, лазулит $(\text{MgFe})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$, рутил, гематит, пирит и сульфиды меди, свинца, цинка, золота, серебра и других тяжелых металлов. Во вторичных кварцитах отмечены и многие другие минералы второстепен-

ного значения — сера, барит, аугелит $2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Главное значение в составе вторичных кварцитов, следовательно, имеют кварц, и высокоглиноземистые минералы, а также минералы, содержащие гидроксил и анионы сильных кислот. В связи с этим в настоящее время нередко применяется для их обозначения термин «алюмокварцит».

Во вторичных кварцитах по преобладанию тех или иных минералов выделяют минеральные фации, часто располагающиеся закономерно; непосредственно около зоны циркуляции растворов образуются корундовые и андалузитовые кварциты, сменяющиеся к периферии диаспоровыми, алуниновыми, каолинитовыми, пирофиллитовыми и серицитовыми. Две последние разновидности вторичных кварцитов представляют собой наименее измененные породы; для них характерны реликтовые структуры с остатками порфирового или вулканокластического строения. При этом сохраняются порфировые выделения кварца, в то время как основная масса, полевошпат и цветные минералы крашленников изменены в серицит, пирофиллит, хлорит, алунит.

По внешнему виду породы малоотличимы от кварцевых порфиров и вулканокластических пород. При детальном изучении серий разрезов можно проследить многократное замещение одних минералов другими. В заключительные стадии полностью «стираются» черты исходного материала и породы приобретают кристаллобластическую структуру; в них увеличивается размер зерен и текстура становится однородной. Примером являются андалузитовые и корундовые вторичные кварциты, а также анхимономинеральные кварциты, содержащие рутил и гематит.

Вторичные кварциты широко распространены на земном шаре и занимают во многих районах обширные площади. В пределах СССР вторичные кварциты наибольшее развитие имеют в Казахстане и в меньшей степени на Урале, Средней Азии, Салаире и Алтае, Закавказье и на Дальнем Востоке. Они описаны также в Венгрии, Румынии, Китае, Мексике, Чехословакии.

С вторичными кварцитами связаны месторождения высокоглиноземистого сырья (алунита, каолинита, пирофиллита, диаспора, корунда), серы, а также рудных элементов, к последним относятся медные, золото-серебряные, сурьмяно-мышьяковые месторождения. Крупнейшими месторождениями во вторичных кварцитах являются корундово-андалузитовое месторождение Семиз-Бугу в Казахстане, алунитовые месторождения в Китае, медноколчеданные в Казахстане (Коунрад), медно-мышьяково-колчеданные в Швеции.

Образование вторичных кварцитов происходит за счет лав и пирокластических пород кислого состава в процессе вулканической и поствулканической деятельности. В Казахстане, например, установлено их преимущественное развитие среди кислых экстрезивных пород девонского возраста. Наибольшая концентрация массивов вторичных кварцитов приурочена здесь к центральным частям тех вулканических тел, которые наиболее интенсивно

изменены в результате активной поствулканической деятельности [Наковник, 1938, 1947, 1954]. Вторичные кварциты встречаются и среди жерловых и околожерловых вулканических фаций.

Специфика минерального состава и особенности геологического залегания показывают, что формирование вторичных кварцитов связано с выщелачиванием оснований под влиянием кислых газогидротерм вулканогенного происхождения, среди которых главную роль играли вода и анионы кислот — F, Cl, B, P, SO₃, CO₂. В связи с этим понятно отсутствие во вторичных кварцитах натриевых, кальциевых и магниевых минералов, неустойчивых в кислой среде.

Формирование корундовых, андалузитовых и диаспоровых фаций происходило при высокой температуре (400—300° С) и в наиболее кислой среде. Образование алунитовых и каолинитовых разновидностей осуществлялось при температуре ниже 300° С и связано с воздействием паров воды и серной кислоты.

Низкотемпературный период характеризуется изменением состава растворов и снижением их кислотности; главным реагентом являются углекислые растворы; в этих условиях формируются серицитовые вторичные кварциты.

Пропилиты

Пропилитизация представляет собой процесс гидротермального изменения вулканогенных пород, преимущественно основного и среднего состава. Пропилиты являются сравнительно мелкозернистыми породами, характеризующимися реликтовыми структурами и текстурами. В них постоянно можно видеть остатки микролитовой структуры основной массы, контуры порфировых вкрапленников и минералов, следы флюидалности. Лишь при наиболее интенсивной переработке возникает кристаллобластическая — мелкочешуйчатая, фибробластическая или порфиробластическая — структура.

Характерными минералами пропилитов являются эпидот, альбит, уралит, хлорит, серицит, разнообразные карбонаты, цеолиты, сульфиды, сульфаты, иногда адуляр и кварц; кроме того, в отдельных разновидностях могут встречаться пренит, пумпеллиит, алунит, барит, гипс. По минеральному составу и внешнему виду пропилиты сходны с зеленокаменными породами типа метадиабазов и порфиритов, спилитов; они отличаются от них присутствием цеолитов, сульфатов, адуляра. Пропилиты могут развиваться самостоятельно или сопровождать вторичные кварциты; в последнем случае они представляют собой промежуточные образования, отделяющие вторичные кварциты от неизмененных пород. Отмечаются различные фации пропилитов; наиболее высокотемпературными являются актинолит-эпидотовые, к низкотемпературным относятся серицит-кварцевые и серицит-карбонатные пропилиты. Процессы пропилитизации развиты во многих районах вулканической деятельности. С ними генетически связаны месторождения золота, серебра, свинца, цинка,

меди, сурьмы, ртути, а также олова и вольфрама (Хинган, Урал, Карпаты, Япония и др.). Пропилитизация осуществляется в результате сольфатарно-фумарольной деятельности слабодиссоцируемых (или даже щелочных) вод. Интенсивного выщелачивания катионов, в отличие от процессов грейзенизации и образования вторичных кварцитов, здесь не происходит. С этой особенностью связана устойчивость многих минералов, содержащих Ca, Na и Mg.

К широкоразвитым метасоматическим процессам гидротермального типа, наряду с пропилитизацией, относятся серицитизация и хлоритизация, березитизация, каолинизация, гидротермальное изменение карбонатных пород, серпентинизация и др. Все эти процессы так же, как и вышерассмотренные, связаны с постмагматической деятельностью. Породы, возникающие при этих процессах, имеют особый промышленный интерес, так как с ними ассоциируют многие месторождения ценных руд (Cu, Pb, Zn, Au, Ag), а также нерудного сырья. Описание названных пород приводится в сборнике «Измененные околорудные породы...», 1954, и в специальных работах Н. И. Наковника, К. Н. Озерова, Д. С. Коржинского, Н. П. и М. Б. Бородаевских и др.

Приведенное описание метасоматитов показывает, что, несмотря на существенное различие их состава, они имеют ряд общих черт и характеризуются нередко сходной эндогенной минерализацией. Образование грейзенов и скарнов происходит в гипабиссальных условиях при воздействии пневматолитов и гидротерм, поступающих из глубинных частей магматических тел кислого состава. Вторичные кварциты, пропилиты и близкие к ним породы формируются в поверхностных условиях в результате сольфатарно-фумарольной деятельности; это объясняет широкое развитие в большинстве из них соединений серы и углекислоты.

Щелочной метасоматоз

Щелочной метасоматоз может проявляться локально или захватывать большие площади. В одних случаях прослеживается непосредственная связь щелочных метасоматитов с интрузивными массивами, в других, например в области развития регионального метаморфизма, она может быть «затушевана». Щелочной метасоматоз проявляется во многих видах метаморфизма, но наиболее активно осуществляется в продуктах автотметаморфизма, регионального и контактового метаморфизма.

Щелочной метасоматоз подразделяется на существенно калиевый и натровый; часто прослеживается сопутствующий привнос кремнекислоты, железа и некоторых других элементов. Калиевый метасоматоз генетически связан преимущественно с формированием кислых интрузивных тел; натровый типичен для основных и щелочных (фельдшпатоидных) пород.

Ниже отдельно рассмотрены натровый и калиевый метасоматоз, хотя оба эти процесса иногда могут развиваться совместно.

В результате натрового метасоматоза и сопутствующего ему привноса других элементов возникают разнообразные контактово-метасоматические и автометаморфические породы.

Своеобразными контактово-метасоматическими образованиями являются адинолы, десмозиты и спилозиты. Они имеют локальное развитие и образуются на контакте пелитовых пород с альбитизированными диабазами. Адинолы — это сравнительно темные мелкозернистые породы, состоящие преимущественно из альбита, кварца и варьирующего количества кальцита, серицита и хлорита. Альбит образует скопления-пятна в породе; иногда хорошо выражено сферолитовое строение порфиробластов. Структура и текстура палимпсестовая; в породе видна реликтовая слоистость и участки с бласто-пелитовым строением. Обогащенные альбитом адинолы, имеющие узловатую текстуру, известны под названием десмозитов. «Узлы» сложены гломеробластическими скоплениями альбита, хлорита и кварца; основная ткань тонкозернистая и состоит из серицита и хлорита. Последний обуславливает зеленоватый оттенок породы. Спилозиты, в отличие от десмозитов, имеют тонкополосчатое сложение и иногда содержат новообразования кордиерита.

Наряду с адинолами и спилозитами сходные породы могут образовываться без привноса натрия за счет перекристаллизации филлитов, богатых альбитом [Елисеев, Папушис, 1952].

Автометасоматическая альбитизация основных пород и нефелиновых сиенитов описана в § 31 и 70. Образование альбита и сопутствующих ему минералов является высокотемпературным метасоматическим процессом. При этом начальным этапом альбитизации является пертигизация калиевых полевых шпатов и плагиоклазов. Более интенсивное изменение пород сопровождается замещением диоксида и биотита эгирином. За счет сиенитов и нефелиновых сиенитов могут возникать мариуполиты, а в некоторых случаях альбититы.

Фенитизация и образование твейтозитов наблюдаются в контактовых ореолах щелочных интрузий.

Фенитизация — это метасоматический процесс, приводящий к преобразованию вмещающих гнейсов в лейкократовые щелочные сиениты. Можно проследить все стадии этого процесса. В зонах, наиболее удаленных от интрузии, наблюдается незначительная альбитизация калиевого полевого шпата, появление мелких иголок эгирина и щелочных амфиболов; в промежуточных зонах эти процессы приобретают все более широкое развитие. В зоне, прилегающей к интрузии, наблюдаются полное исчезновение минералов гнейса и образование альбит-эгириновых сиенитов, содержащих в отдельных случаях щелочной амфибол, варьирующее количество микроклина и в некоторых случаях нефелин.

В процессе фенитизации устанавливается стадийность минералообразования. В первую высокотемпературную стадию осуществ-

вляется интенсивный привнос натрия с образованием в гнейсах альбита, нефелина и эгирина. В последующую стадию возникают богатые калием минералы — биотит, анортит и др. В экзоконтактах ультраосновных — щелочных массивов в процессе фенитизации фиксируется метасоматический привнос Nb, Ta, Zr, Hf, TR, V, Be, Sr, Th, U [Кухаренко и др., 1965].

Твейтозиты отличаются от фенитов повышенным содержанием цветных минералов — эгирина, арфведсонита и рибекита. По составу они приближаются к меланократовым щелочным сиенитам и малинитам. Окраска их черная или темно-зеленая.

Образование фенитов и твейтозитов, как показывает изучение их химизма, обусловлено привнесом не только щелочей, но и железа. Явление фенитизации впервые было описано Бреггером для области Фен в Норвегии, откуда и произошло название «фенитизация». В СССР эти процессы изучались Е. Н. Егоровой-Фурсенко, Н. А. Елисеевым, Э. П. Федоровым, А. С. Сергеевым и др.

Натровый метасоматоз, вызывающий альбитизацию, образование рибекита и эгирина, часто сопровождается формированием рудных метасоматитов. Они описаны для железистых кварцитов Криворожья [Половинкина, 1949; Елисеев, Никольский, Кушев, 1964], а также для других районов.

Продукты калиевого метасоматоза

Основное распространение этот тип метасоматоза имеет в глубинных сечениях орогенных зон; он характерен для большинства докембрийских образований, где имеет региональное развитие. В контактных ореолах гранитных тел калиевый метасоматоз может быть проявлен локально; характер проявления в обоих случаях идентичен.

Калиевый метасоматоз выражается в образовании микроклина и слюды. В начальные стадии образуются антипертиты замещения (рис. 143), в дальнейшем весь плагиоклаз переходит в микроклин, сохраняясь в массе последнего лишь в виде реликтов. Процесс микроклинизации плагиоклаза вызывает переход в раствор некоторого количества Al_2O_3 и CaO (см. § 70); в присутствии этих растворов становятся неустойчивыми пироксен и оливин; они переходят в амфибол, а при дополнительном привносе калия — в биотит. При биотитизации амфибола и пироксена освобождается некоторое количество кремнекислоты, которая образует или самостоятельные зерна кварца, или тонкие симплектитовые сростания с биотитом.

При более низких температурах в присутствии воды осуществляют процессы серицитизации плагиоклаза, а также андалузита, силлиманита и ставролита. При этом калий вытесняет кальций и натрий или непосредственно связывается с глиноземом.

Привнос калия во вмещающие породы может вызвать рост порфиробластов микроклина, образующих крупные кристаллы, неотличимые во многих случаях от порфировидных вкрапленников

магматических пород. Их форма может характеризоваться правильными очертаниями или иметь зазубренные контуры, в контактах с интрузивами гранитов или в ксенолитах вмещающих пород можно наблюдать рост овидов микроклина. Характерной особенностью порфиробластов является захват ими включений основной массы.

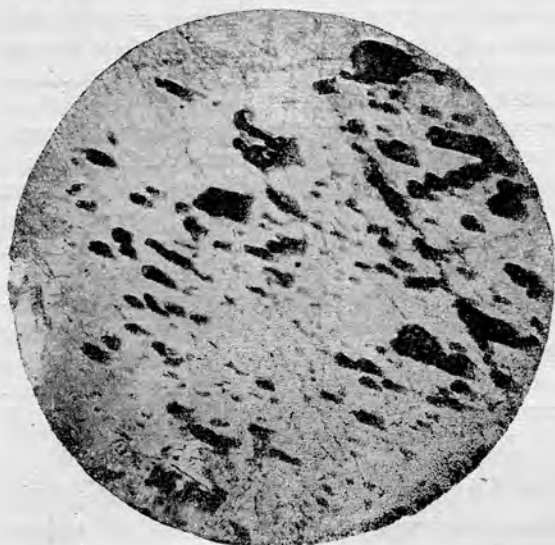


Рис. 143. Замещение плагиоклаза кварцевых дворитов микроклином (темное). Увел. 27, николи +. Приладожье.

§ 81. О последовательности метасоматических процессов

В заключение необходимо рассмотреть последовательность метасоматических превращений в процессах регионального и контактово-автометаморфического видов метаморфизма.

А. А. Маракушев [1965] на основании геохимических особенностей регионального метаморфизма выделяет три ряда метаморфических формаций.

Ряд *А* объединяет эклогиты, гранат-пироксеновые, плагиоклазовые сланцы, гранатовые и гранат-пироксеновые амфиболиты, глаукофановые, лавсонитовые, альбит-жадеитовые, альбит-хлоритовые сланцы. Они представляют собой такие продукты метаморфизма, которые сопровождаются натровым метасоматозом, десиликацией, выносом кальция и привносом магния. По времени образования (метаморфизма) эти породы являются наиболее ранними в истории формирования складчатого пояса — «догранитный метаморфизм эпохи погружения и ранних этапов складчатости».

Ряд *Б—Г* включает в себя алюмогиперстеновые гнейсы, плагиогнейсы, мусковитовые, ставролитовые, гранат-куммингстонитовые сланцы. Указанные породы относительно бедны калием, но их образование сопровождается привносом кремнезема. Этот ряд завершает

формирование метаморфических пород, образующихся по вулканогенным исходным породам. В процессе этого вида регионального метаморфизма происходит формирование интрузий габбро, трондьемитов, плагиогранитов.

Ряд *Б—II* приурочен к терригенным глиноземистым породам с широким развитием калневого метасоматоза. В процессе этого вида метаморфизма образуются тела микроклиновых гранитов. Формирование ряда *Б—II* происходит после метаморфических превращений ряда *Б—I*, в период восходящих движений и связанного с этим уменьшения давления.

Процессы метасоматоза в автometаморфическую и контактово-метаморфическую стадии подчиняются ряду физико-химических закономерностей, установленных Д. С. Коржинским [1960] и др.

При кристаллизации массивов гранитоидов растворы имеют резко кислотный характер, что приводит к стадии кислотного выщелачивания. В эту стадию формируются вторичные кварциты, грейзены, альбитизированные породы, пропилиты. Стадия повышенной кислотности сменяется стадией понижающейся кислотности. В это время происходит отложение жильных и рудных минералов в сети трещин и пор, образовавшихся в первую (кислотную) стадию. Во вторичных кварцитах образуются жилки корунда, андалузита, алунита; в грейзенах формируются топаз, касситерит, вольфрамит, сульфиды; в пропилитах — эпидот.

Для интрузий нефелиновых сиенитов и сиенитов Л. Л. Перчук [1964] установил последовательность метасоматических процессов автometаморфизма и контактового метаморфизма: микроклинизация → альбитизация → карбонатизация → железистый метасоматоз и скарнообразование → окварцевание. Для такого развития процессов метасоматоза (при переходе от магматического процесса к автometаморфическому) щелочность растворов понижается и достигает наименьших значений при альбитизации. Затем щелочность возрастает при карбонатизации и вновь снижается при окварцевании.

Для щелочно-ультраосновных массивов состав растворов, производивших метасоматические преобразования изверженных и вмещающих пород, также менялся [Кухаренко и др., 1965]. По мере фильтрации растворов щелочность сначала возрастает, а затем понижается.

Как видно, некоторые общие закономерности последовательности метасоматических процессов установлены не для всех видов метаморфизма и не для всех типов изверженных пород. Наиболее достоверными эти сведения являются для метасоматических пород, связанных с гранитным магматизмом, тогда как для других интрузивных образований мы все еще располагаем лишь отдельными примерами.

ЛИТЕРАТУРА

- А ж і р е й Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1956.
- А ф а н а с ь е в Г. Д. Особенности геологического картирования магматических формаций на примере Северного Кавказа. В сб. Принципы геол. картирования интруз. и эффуз. формаций. Госгеолтехиздат, 1960.
- А ф а н а с ь е в Г. Д. Некоторые закономерности магматизма складчатых областей СССР. Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геологов, пробл. 13. Изд-во АН СССР, 1960.
- Б а д д и н г т о н А. Формирование гранитных тел. М., ИЛ, 1963.
- Б а р т Т. Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956.
- Б е л о в Н. В. Основной магматический процесс в свете кристаллохимии. В сб. Химия земной коры, т. 1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Б е л о у с о в В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Б е л о у с о в В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., Наука, 1966.
- Б и л и б и н Ю. А. Диссоциация молекул в магматическом расплаве как фактор дифференциации магмы. ДАН СССР, т. 24, 1939.
- Б и л и б и н Ю. А. О генезисе щелочных пород. Зап. ВМО, сер. 2, вып. 59, 1940.
- Б и л и б и н Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Б о б р и е в и ч А. П. и др. Алмазные месторождения Якутии. Госгеолтехиздат, 1959.
- Б о г а ч е в А. И. и др. Геология и петрология Елетьозерского массива габброидных пород Карелии. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Б о л к Р. Структурная геология. Госгеолтехиздат, 1946 (1930).
- Б о й д Ф. Р. Гидротермальные исследования амфиболов. В кн. Геохим. исследования. М., ИЛ, 1961.
- Б о р о д а е в с к и й Н. П., Б о р о д а е в с к а я М. Б. Березовское рудное поле. М., Metallurgizdat, 1947.
- Б о у э н Н. Л. Эволюция изверженных пород. ОНТИ, 1934.
- Б о у э н Н. Л. Общая история магматической дифференциации в кратком изложении. В сб. Геология руд. местор. зап. штатов США. М. — Л., ОНТИ, 1937.
- Б о у э н Н. Л., Т а т т л О. Ф. Система $MgO - SiO_2 - H_2O$. В сб. Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. ИЛ, 1950.
- Б у с с е н Н. Л., С а х а р о в А. С. Первичная расслоенность интрузивных массивов как проявление магматической дифференциации. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1962.

- Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймеча-Котуйский комплекс формаций щелочных и ультраосновных пород. В кн. Петрография Вост. Сибири, т. 1, Изд-во АН СССР, 1962.
- Варданянц Л. А. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы. В сб. Проблемы геологии на XXI сесс. Междунар. геол. конгр. Изд-во АН СССР, 1963.
- Великославинский Д. А. Петрология Выборгского массива рванкиви. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 3, 1953.
- Вильямс Х., Тернер Ф. Дж., Гильберт Ч. М. Петрография. М., ИЛ, 1957.
- Виноградов А. П., Ярошевский А. А. О физических условиях зонного плавления. Геохимия, вып. 7, М., Наука, 1965.
- Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Володин Е. Н. О гранулите. Вестн. ЛГУ, № 4, 1953.
- Волков В. П., Савинова Е. Н. О соотношении калия и рубидия в процессе эволюции известково-щелочных и щелочных магм. Геохимия, № 12, 1961.
- Волотовская Н. А. Карело-Кольская петрографическая провинция ультраосновных, щелочных и карбонатных пород. Междунар. геол. конгр., XXI сессия, 1960.
- Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. Сб. статей. М., ИЛ, 1950.
- Гапеева Г. М. Формация лампрофиров. Докл. сов. геологов к XXI сесс. Междунар. геол. конгр., пробл. 13. Изд-во АН СССР, 1960.
- Герасимовский В. И. Геохимические особенности агнаитовых нефелиновых сиенитов. В сб. Химия земн. коры, т. 1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Герлинг Э. К. и др. Аргоновый метод определения возраста и его применение. В сб. Тр. IV сесс. Комиссии по опред. абсол. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1955.
- Гилерова М. А. Шаровые лавы Сунасарского района Южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол. наук, вып. 10, № 268, 1959.
- Гинзберг А. С. Экспериментальная петрография. Изд-во ЛГУ, 1951.
- Гольдшмид В. М. Законы ассоциации минералов с точки зрения правила фаз (перевод В. В. Щербины). В кн. Основн. идеи геохимии. Госхимтехиздат, 1933.
- Горшков Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. АН СССР, 106, № 4, 1956.
- Григорьев Д. П. Несмешивающиеся силикатные расплавы, близкие по составу к естественным горным породам. Зап. ВМО, ч. 64, № 1, 1934.
- Григорьев Д. П. О взаимоотношениях полевошпато-пироксенового и сульфидного расплава. Зап. ВМО, № 1, ч. 67, 1938.
- Грубенман Н. У., Ниггли П. Метаморфизм горных пород. Л.—М., Гос. научно-техн. геол.-разв. изд-во, 1933.
- Давыдов В. И. О фазовых переходах при высоких давлениях. В сб. Внут. строение Земли. Тр. геофиз. ин-та АН СССР, № 26, 1955.
- Дир У. А., Хаун Р. А., Заусман Дж. Породообразующие минералы, тт. 1—5. М., Мир, 1965.
- Добрецов Н. Л. и др. Фации регионального метаморфизма. Под ред. В. С. Соболева. Новосибирск, Наука, 1966.
- Домарев В. С., Высокоостровская Е. Б. О связи редкометального оруднения Горного Алтая с магматическими комплексами. В сб. Вопросы геологии и генезиса полезн. ископ., № 1, Изд-во ЛГУ, 1966.
- Другова Г. М., Глебовицкий В. А. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме. В кн. Регион. метаморфизм докембр. формаций СССР. Изд-во АН СССР, 1965.
- Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины земли. Гл. ред. геол.-разв. и геодез. лит., 1936.

- Дюфур М. С. О возрасте метаморфических образований в складчатых областях. Мат-лы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе, 1964.
- Елисеев Н. А., Ожинский И. С., Володин Е. Н. Геологическая карта Хибинских тундр. Тр. Лен. геол. упр., вып. 19, 1939.
- Елисеев Н. А., Папушич Б. И. Метаморфизм печенгских горных пород. В сб. Ультраоснов. и основ. интрузии и сульфид. медно-ник. месторожд. Печенги. Изд-во АН СССР, 1952.
- Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд-во ЛГУ, 1953.
- Елисеев Н. А. К вопросу о классификации нефелиновых горных пород. Зап. ВМО, ч. 36, № 5, 1957.
- Елисеев Н. А. и др. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 40, 1961.
- Елисеев Н. А., Никольский А. П., Кушев В. Г. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. Изд-во АН СССР, 1961.
- Елисеев Н. А. Метаморфизм. М., Недра, 1963.
- Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П. Протерозойский интрузивный комплекс Вост. Приазовья. М.-Л., Наука, 1965.
- Жариков В. А. К развитию теории процессов скарнообразования. В кн. Геология рудн. месторожд., т. 7, № 4, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Жидков А. Я. Уникальное месторождение псевдолейцитовых ультракальцевых сиенитов. ДАН СССР, т. 152, № 2, 1963.
- Заварицкий А. Н. Игнимбриты Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1947.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1950, 2 изд., 1952.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1955.
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1961.
- Заварицкий В. А. Петрография, ч. 1 и 2. Л., Литогр. изд-во ЛГИ, 1960.
- Загрузина И. А. Позднемезозойские гранитоиды восточного побережья Чаунской губы (Зап. Чукотка). Магадан, Тр. Сев.-Вост. комплекс. науч.-исслед. ин-та, вып. 12, 1965.
- Иванова Т. И. Основные черты истории развития магматизма Тувы. Сов. геология, № 11, 1959.
- Иванова Т. Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Измененные околорудные породы и их поисковое значение. (Сб. статей под ред. Н. Н. Курека). М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Йодер (мл.) X. С. Система $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ и соответствующие метаморфические фации. Сб. эксперим. исслед. в обл. петрограф. и рудообраз. М., 1954.
- Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., Мир, 1965.
- Казак А. П. Закономерности размещения и условия образования метаморфических рутилоносных пород Южного Урала. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. геол.-минерал. наук. Изд-во ВСЕГЕИ, 1964.
- Карпова Е. Д., Ивашенцев А. Г. Скарны. В сб. Измен. околоруд. породы и их поиск. значение. Госгеолтехиздат, 1954.
- Кашкай М. А. Петрографические провинции, формации и проблемы магматизма. В сб. Проблемы геологии, XXI сесс. Междунар. геол. конгр. Изд-во АН СССР, 1963.
- Кицун В. И. Метаморфизм карбонатных пород Ладужской формации. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11, 1960.
- Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 68, сер. рудн. месторожд., № 40, 1948.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1952.

Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанных со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. В сб. Магматизм и связь с ним полез. ископ., т. 1. Изв. АН СССР, 1955.

Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главный фактор магматических и послемагматических процессов. Мат-лы II петрограф. совещ. Ташкент, Изд-во АН СССР, 1958.

Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность магматических и постмагматических процессов. В сб. Магматизм и связь с ним полез. ископ., т. 2. Изд-во АН СССР, 1960.

Котляр В. Н. Памбакский комплекс щелочных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1945.

Котов Н. В. Петрология гранитоидных интрузий западной части Зеравшанского хребта. Изд-во ЛГУ, 1965.

Кочурова Р. Н. Геометрические методы количественно-минералогического анализа горных пород. Изд-во ЛГУ, 1957.

Краус Е. К. Ороген. Понятие, способ образования, форма проявления. Тр. XXI сесс. Междунар. геол. конгр., 2 изд., 1963.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1963.

Кузнецов А. А. Сравнение факторов, влияющих на кристаллизацию эффузивных и интрузивных траппов. ДАН СССР, т. 165, № 3, 1965.

Кузнецов Е. А. О способах пересчета и изображения химического состава магматических горных пород. Вестн. МГУ, № 3, 1947.

Кузнецов Е. А. Петрография магматических и метаморфических пород. Изд-во МГУ, 1956.

Кузнецов Ю. А. Главнейшие типы магматических формаций. М., Недра, 1964.

Кукушкин А. И. Некоторые вопросы геологии и метаморфизма гнейсов архея Северо-Западного Беломорья. Тр. Ленингр. о-ва естествоисп., т. 25, вып. 1, 1965.

Куплетский Б. М. Количественно-минералогический состав основных интрузивных пород. Тр. Петрограф. ин-та, № 9, 1930.

Кухаренко А. А., Орлова М. П. К проблеме генезиса платформенных щелочно-ультраосновных магматических комплексов. В сб. Происхождение щелочн. пород. Наука, 1964.

Кухаренко А. А. и др. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского п-ва и Сев. Карелии. М., Недра, 1965.

Лебедев В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Изд-во ЛГУ, 1957.

Лебедев В. И. и др. Материалы к изучению минералогии метаморфических пород Северо-Западного Приладожья. Изд-во ЛГУ. В сб. Минералогия и геохимия, вып. 1, 1964.

Левин Б. Ю. Состав Земли. В сб. Внутр. строение Земли. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 26, 1955.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Оловецкая диабазовая формация. Тр. С.-Петербург. о-ва естествоисп., т. 19, 1888.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Белянкин Д. С. Петрографические таблицы. Изд-во ОНТИ, 1933.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Введение в историю петрографии. М. — Л., Изд-во ОНТИ, 1936.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. Л. — М., Госгеолиздат, 1939.

Лейси Е. Д. Магмы гранитного состава, их структура, состав и поведение. Тр. XXI сесс. Междунар. геол. конгр., 2 изд., 1963.

Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные. Тр. ЦНИГРИ, вып. 38, 1935.

Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Ломоносов М. В. О слоях земных. М. — Л., Госгеолиздат, 1949.

Лукни Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарв И. П. Микроструктурный анализ. М., Наука, 1965.

- Лурье М. Л., Обручев С. В. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы. Мат-лы ВСЕГЕИ, н. сер., вып. 7, 1955.
- Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., Наука, 1964.
- Лыгина В. В. Получение геленита и анортита при реакции в твердом состоянии. Уч. зап. ЛГПИ им. Герцена, т. 117, 1956.
- Лыгина В. В., Саранчина Г. М. Геологическое строение и особенности метаморфизма кристаллических пород сев. части Карельского перешейка. В сб. Вопросы магматизма и метаморфизма, т. 2. Изд-во ЛГУ, 1964.
- Магницкий В. В. О физическом состоянии вещества в глубоких областях земного шара. В сб. Внутр. строение Земли. Тр. геофиз. ин-та АН СССР, № 26, 1955.
- Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. Госгеолтехиздат, 1963.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., Наука, 1965.
- Марфуни А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Менерт К. Новое о проблеме гранитов. М., ИЛ, 1963.
- Милашев В. А. Петрохимическая характеристика кимберлитовых пород на примере Анабаро-Олекминского района. Геология и геофизика, 1964.
- Митрофанов Ф. П. Сопоставление нижнепалеозойских гранитоидов Восточной Тувы и восточной части Восточного Саяна. Вестн. ЛГУ, № 6, 1962.
- Михайлов Н. П. Ультрабазитовые пояса Восточного Казахстана. ДАН СССР, т. 110, № 6, 1956.
- Михайлов Н. П., Ровша В. С. О влиянии давления на парагенезис ультрабазитов. ДАН СССР, т. 160, № 5, 1965.
- Моинич В. К. Петрология гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1949.
- Морковина В. Ф. Химические анализы изверженных горных пород и породообразующих минералов. М., Наука, 1964.
- Морозенко Н. К. Интрузивные комплексы начальных ранних и средних этапов. Мат-лы ВСЕГЕИ, н. сер., вып. 22, 1957.
- Наковник Н. И. Вторичные кварциты, их минералогические фации, генезис и практическое значение. Изд. АН СССР, сер. геол., № 1, 1947.
- Наковник Н. И. Пропилитизированные породы, их минеральные фации и практическое значение. Зап. ВМО, № 2, 1954.
- Наковник Н. И. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. Зап. ВМО, сер. 2, ч. 87, вып. 4, 1958.
- Немова З. Н. Сборник анализов изверженных и метаморфических пород. Тр. Геол. ком., н. сер., вып. 186, Л., 1930.
- Никитина Л. П. Железистость железомagneзальных слюд метаморфических пород. М. — Л., Зап. ВМО, 1963.
- Никитина Л. П. и др. Докембрий Восточного Саяна. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 18, 1964.
- Николаев В. А. О тройных системах с летучими компонентами и этапах глубинного магматического процесса. Зап. ВМО, ч. 76, № 1, 1947.
- Николаев В. А. О физико-химической стороне процесса ликвации на поздних этапах кристаллизации. Зап. ВМО, ч. 80, № 2, 1951.
- Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. В сб. Вопросы минералогии и петрографии, т. 2, Изд-во АН СССР, 1953.
- Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Никольская Т. Л. К истории экспериментальной петрографии в СССР (1750—1950 гг.). Тр. МГРИ, т. 28, 1955.
- Образцова З. А. О роли рудовмещающих пород в формировании гипогенных руд полиметаллических месторождений. В сб. Вопросы геологии и генезиса полезн. ископ., № 1. Изд-во ЛГУ, 1966.

Орлов Д. М. О механизме формирования посторогенных интрузий в связи с явлениями усадки при кристаллизации. Петрограф. сб., № 5. Тр. ВСЕГЕИ, н. сер., т. 98, 1963.

Орлова М. П. Некоторые вопросы петрохимии и петрологии каледонского комплекса щелочно-ультраосновных пород Кольского полуострова. Тр. ВСЕГЕИ, н. сер., т. 3, 1963.

Осборн Е. Ф. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов. В сб. Химия земной коры. М., Наука, 1964.

Островский И. А., Петров В. П. Материалы по связи оптических свойств и химического состава магнезиально-железистых слюд. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 36, петрограф. сер., № 11, 1940.

Островский И. А. Некоторое обобщение экспериментальных данных в системе $H_2O - MgO - SiO_2$. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1957.

Островский И. А., Мишина Г. П., Повилайтис В. М. РТ-проекция системы кремнезем — вода. ДАН СССР, т. 126, № 3, 1959.

Пейве А. В., Силицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналиях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1950.

Перекалина Т. В. Вопросы петрологии герцинских гранитоидов Центрального Казахстана. ДАН СССР, т. 147, № 6, 1962.

Перекалина Т. В. О выделении интрузивных комплексов герцинских гранитоидов в Центральном Казахстане. В кн. Вопросы магматизма и метаморфизма, т. 2. Изд-во ЛГУ, 1964.

Перрэн Р., Рубо М. О гранитной проблеме. В сб. Проблема образования гранитов, сб. 2, М., ИЛ, 1950.

Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алтая. М., Наука, 1964.

Петрографические формации и проблемы петрогенезиса (докл. сов. геологов). М., Наука, 1964.

Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. Сб. статей. М., Наука, 1965.

Пинус Г. В. и др. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Пирожников Л. П. Горелые породы из морского нижневолжского яруса о. Бергхауз (архипелаг Земли Франца-Иосифа). ДАН СССР, т. 140, № 2, 1961.

Полевые шпаты. Сб. статей. ИЛ, 1952.

Полканов А. А. Контактное взаимодействие диабаз и гнейсо-гранита в окрестностях Кольского фьорда. Тр. С.-Петерб. о-ва естествоисп., 14, вып. 1, № 46, 1913.

Полканов А. А. Несимметричная дайка диабаз с побережья Кольского фьорда. Тр. Ленингр. о-ва естествоисп. природы, т. 58, вып. 4, 1928.

Полканов А. А. Геологические исследования в районах магматических и метаморфических пород. Гостехиздат, 1934.

Полканов А. А. Плутоны габбро-лабрадоритов Волыни (южная часть). XVII Междунар. конгрессе, т. 2, 1939.

Полканов А. А. Теодолитный метод Е. С. Федорова в петрографии и петрологии, Уч. зап. ЛГУ, сер. геол.-почв., вып. 8, № 45, 1940.

Полканов А. А., Елисеев Н. А. Петрография плутона Гремяха — Вырмес. Изд-во ЛГУ, 1941.

Полканов А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. Изв. АН СССР, № 5, 1945.

Полканов А. А. Генетическая систематика интрузий платформ кратона. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1946.

Полканов А. А. Принципы геологического картирования и вопросы петрологии интрузивных тел. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947.

Полканов А. А. Проблема происхождения гранитов платформенных областей и геология, магматизм и граниты хогландия — ютния южной части Балтийского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 5, 1955.

- Полканов А. А. и др. Ведущая физико-химическая направленность процесса образования гранитов. В кн. Химия земной коры, т. 1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Половинкина Ю. Ир. и др. Структуры горных пород, т. 1, 2, 3. Госгеолиздат, 1948.
- Половинкина Ю. Ир. Проблема образования гранита. Мат-лы ВСЕГЕИ, Петрограф. сб. 2, 1957.
- Прияткин А. А. Об абсолютной температуре кристаллизации гранитоидов на примере гранитоидов Большого Хингана. В кн. Вопросы магматизма и метаморфизма, т. 2, Изд-во ЛГУ, 1964.
- Происхождение щелочных пород. Наука. 1964.
- Рейнольдс Д. Л. Последовательность геохимических изменений, ведущих к гранитизации. В кн. Проблемы образования гранитов, сб. 2, М., ИЛ, 1950.
- Рестолл Р. Проблема гранита. В сб. Проблема образования гранитов. М. — Л., 1949.
- Рид Х. Граниты и граниты. В сб. Проблема образования гранитов, сб. 2, М., ИЛ, 1950.
- Розенбуш Г. Описательная петрография. ОНТИ. 1934.
- Розинов М. И. Посленижнемеловой субвулканический комплекс Зап. Забайкалья и связь с ним эпitherмального оруденения. Автореф., Изд-во ЛГУ, 1964.
- Роненсон Б. М. Внутреннее строение Вишневогорского щелочного массива, БМОИП, отд. геол., т. 40, вып. 6, 1965.
- Румянцева Н. А. Вулканизм западного склона Среднего и Южного Урала. Тезисы докл. на I Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, Изд-во АН СССР, Уральский филиал, 1961.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1953.
- Садоп Л. И. Основные черты геологического развития территории СССР в докембри. В сб. Прobl. геологии на XXI сесс. Междунар. геол. конгр. Изд-во АН СССР, 1963.
- Саранчина Г. М. Оливиновые габбро-пориты (друзиты) Керетьского района (Беломорье). Уч. зап. ЛГУ, сер. геол.-почв. наук, вып. 14, № 93, 1946.
- Саранчина Г. М. К классификации пирокластических пород. Вестн. ЛГУ, № 10, 1952.
- Саранчина Г. М. Геолого-петрографическая характеристика района золото-вольфрамового месторождения Джилау. Тр. Ленингр. о-ва естествоисп. природы. Изд-во ЛГУ, т. 72, вып. 1, 1961.
- Саранчина Г. М. Федоровский метод (изд. 2). Изд-во ЛГУ, 1963.
- Саранчина Г. М. Посткладожские гранитоиды Приладожья. В сб. Мат-лы по геологии и полезн. ископ. сев.-зап. РСФСР. Л., Недра, 1967.
- Свйриденко Л. П. Фазы массива ранакиви района Салми и его структура. Сов. геология, № 10, 1965.
- Синицын Н. М. О типах тектонических движений. Тр. Ленингр. о-ва естествоисп. природы, т. 69, вып. 2, 1957.
- Смышляев В. Н. Основные черты геологического строения Маинской плагитогранитной интрузии (Зап. Саян). Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 90, 1958.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львов. гос. ун-та, 1949.
- Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минерал, сб., № 4, Изд. Львов. геол. о-ва, 1950.
- Соболев В. С. Роль высоких давлений при метаморфизме. Междунар. геол. конгр., XXI сесс. Докл. сов. геологов, 1960.
- Соловьев С. П. Распределение магматических горных пород в СССР. М., ИЛ, 1952.
- Соловьев С. П. Главнейшие химические особенности основных магматических горных пород СССР. Зап. ВМО, ч. 94, вып. 6, 1965.
- Стишов С. М., Попова С. В. Новая плотная модификация окиси кремнезема. Геохимия, № 10 1961.

Стишов С. М. Фазовые превращения в глубинах Земли. Природа, № 9, 1962.

Струве Э. А. Сборник анализов изверженных и метаморфических горных пород СССР. Л., Изд-во АН СССР, 1940.

Судовиков Н. Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья (гранитизация пород Беломорья). Л., Госгеолиздат, 1939. (Тр. Ленингр. геол. упр., вып. 19.)

Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм и гранитизация пород Ладжской формации. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 4, 1954.

Судовиков Н. Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения (по материалам исследований в Карелии). Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 5, 1955.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.

Таттл О. Ф. Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной гранитной жидкостью. В кн. Физ.-хим. пробл. формирования горн. пород и руд, т. 1, Изд-во АН СССР, 1961.

Тейер Т. Некоторые критические различия между альпинотипными стратиформными перидотито-габбровыми комплексами. Тр. XXI сесс. Междунар. геол. конгр., изд. 2, 1963.

Тернер Ф. Д. Эволюция метаморфических пород. М., ИЛ, 1951.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.

Тиррель Г. В. Основы петрологии. Госоптехиздат, 1932.

Тихомиров С. Н. О новых массивах гранитов запакиви в Прибалтике и Ленинградской области. ДАН СССР, т. 164, № 4, 1965.

Трусова И. Ф. Эффузивы кислого и основного состава. М., Изд-во МГРИ, 1964.

Устиев Е. К. Структурно-генетические ряды магматических формаций. ДАН СССР, т. 149, № 2, 1963.

Фаворская М. А. Принципы изучения гранитоидных интрузий в процессе их картирования. В кн. Принципы геол. картир. эффуз. и интруз. формаций. Госгеолтехиздат, 1960.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962.

Федоров Е. С. Теодолитный метод в минералогии и петрографии. Тр. Геол. ком, т. 10, № 2, 1893.

Федоров Е. С. О новой группе изверженных пород. Изв. МСХИ, 1896.

Фернберн Х. В. Структурная петрология деформированных горных пород. М., ИЛ, 1949.

Ферсман А. Е. Геохимия, т. 1. Л., Госхимтехиздат, 1933.

Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Изд-во АН СССР, 1961.

Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., Недра, 1966.

Харкер А. Метаморфизм. М. — Л., ОНТИ НКТП СССР, 1937.

Хитаров Н. И. Химическая природа растворов, возникающих в результате взаимодействия воды с горными породами при повышенных t° и p . Геохимия, № 6, 1957.

Хитаров Н. И. Вопросы петрогенеза в свете экспериментальных данных. Геохимия, № 6, 1958.

Хитаров Н. И. Информация о новых экспериментальных работах в области глубинных процессов. Геохимия, № 6, 1964.

Хитаров Н. И. Особенности глубоких зон земной коры по некоторым экспериментальным данным. В сб. Химия земн. коры, т. 2, 1964.

Холмс А. Основы физической геологии. М., ИЛ, 1949.

Хорева Б. Я. Петрогенетические типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах земной коры. Геотектоника, № 5, 1966.

Хуан У. Т. Петрология. М., Мир, 1965.

- Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Шаталов Е. Т. К рациональному наименованию некоторых осадочных и прерокластических пород. М. — Л., ОНТИ НКТП СССР, 1937.
- Шейнманн Ю. М. Некоторые геологические особенности ультраосновных и ультращелочных магматических образований на платформах. Зап. ВМО, 1955.
- Шейнманн Ю. М. Некоторые закономерности распределения вулканических явлений на платформах. Тр. ВАГТ, вып. 2, 1956.
- Шинкарев Н. Ф. Палеозойские интрузивные комплексы северо-восточной части Кличинского хребта (Вост. Забайкалье) и их петрологические особенности. Вестн. ЛГУ, № 6, вып. 1, 1957.
- Шинкарев Н. Ф. Опыт сопоставления данных структурно-геологического анализа и результатов аэромагнитной съемки в Вост. Забайкалье. Вопросы геофизики. Уч. зап. ЛГУ, № 249, 1958.
- Шинкарев Н. Ф. Геология гранитоидных и щелочных интрузий Туркестано-Алая. Вестн. ЛГУ, сер. геол., № 6, 1963.
- Шинкарев Н. Ф. Верхнепалеозойский магматизм Туркестано-Алая. Изд-во ЛГУ, 1966.
- Шуркин К. А. К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и мигматитов в частности (по материалам исследования Зап. Беломорья). Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 7, 1957.
- Шуркин К. А. Магматизм архея Северной Карелии. Междунар. геол. конгр., XXI сесс., 1960.
- Anderson G. H. Granitization, albitization and related phenomena in the Northern Ingo range of California Nevada. Bull. Geol. soc. Amer., vol. 48, N° 1, 1937.
- Bäcklund H. G. The granitization problem. Geol. mag., 83, N° 3, 1946.
- Bailey D. K., Schairer J. F. Crystallization on the rock-forming silicates in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3$ at 1 atm. Carnegie inst. Wash. year-book, 62, 1963.
- Bailey D. K. The stability relations of acmite. Carnegie inst. Wash. year-book, 62, 1962—1963.
- Barth T. F., Correns C. W., Esckola P. Die Entstehung der Geschiebe. Berl., 1939.
- Barth T. F., Oxygen of rocks: a basis of petrographic calculations. J. geol., vol. 56, 1948.
- Barth T. F. The feldspar geological thermometers. Neues Jb. Min. Abh., 82, 1951.
- Barth T. F. Temperature relations of the mineral facies of metamorphic rocks. J. Madras univ., vol. 27, 1957.
- Boyd F. R., England J. L. Experimentation at high pressures and temperatures. Carnegie inst. Wash. year-book, 58, 1959.
- Boyd F. R., England J. L. Melting of silicates at high pressures. Carnegie inst. Wash. year-book, 60, 1961.
- Bowen N. L., Schairer J. F. Crystallization equilibrium in nepheline — albite-silica mixtures with fayalite. J. geol., vol. 46, 1938.
- Bowen N. L. Phase equilibria bearing on the origin and differentiation of alkaline rocks. Amer. j. sci., 243 A, 1945.
- Bowen N. L. Magmas. Bull. Geol. soc. Amer., 58, N° 4, 1947.
- Burnham C. W. Viscosity of a water-rich pegmatite melt at high pressure. Bull. Geol. soc. Amer., spec. pap., 76 (abs. 1963), 1964.
- Clark S. P., Schairer J. E., Neufville J. de. Phase relations in the system $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6-\text{CaAl}_2\text{SiO}_6-\text{SiO}_2$ at low and high pressure. Carnegie inst. Wash. year-book, 61, 1962.
- Cloos H. Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Vieweg, Braunschweig, 1921.
- Cloos H. Einführung in die Geologie; ein Lehrbuch der inneren Dynamik. Berl., 1936.
- Coes L. A new dense crystalline silica. J. sci., 118, 1953.

Cross W., Iddings I., Pirsson L., Washington H. Quantitative classification of igneous rocks. Chicago — London, 1903.

Daly R. Igneous rocks and the depths of the Earth. N. Y. — Ld., 1933.

Donnay L., Schairer G. F., Donnay J. D. M. Nepheline solid solutions. *Miner. mag.*, vol. 32, 1959.

Engel A. E., Engel C. G., Havens R. G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. *Bull. Geol. soc. Amer.*, vol. 76, N° 7, 1965.

Erust W. G. Syntesis, stability relation and occurrence of riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solid solutions. *J. geol.*, vol. 70, N° 6, 1962.

Eskola P. On the relation between chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi region. *Bull. Com. geol. Finl.*, 44, 1915.

Eskola P. The mineral facies of rocks. *Norsk. geol. Tidssku*, 1920.

Eskola P. (Barth, Correns). Die Entstehung der Geschiebe. *Berl.*, 1939.

Eskola P. On the mineral facies of charnockites. *J. Madras univ.*, vol. 27, N° 1, 1957.

Fenner C. The Katmai magmatic province. *J. geol.*, 34, 39, 1926.

Fenner C. N. Immiscibility of igneous magmas. *Amer. j. sci.*, vol. 246, N° 8, 1948.

Fudali R. F. Experimental studies bearing on the origin of pseudoleucite and associated problems of alkalic rock systems. *Bull. Geol. soc. Amer.*, vol. 74, N° 9, 1963.

Gilluly J. Replacement origin of the albite granite near Sparta Oregon. *Wasch.*, 1933.

Goldschmidt W. M. Kontaktmetamorphose im Kristian Gebiet. *Vidensk. Skr., Matm.-nat. Kl.*, N° 1, 1911.

Goldschmidt V. M. Stamm-Typen der Eruptivgesteine. *Norske Vidensk. Skr. Matm.-nat. Kl.*, N° 10, 1922.

Goranson R. W. Silicate-water systems. Phase equilibria in the $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—H}_2\text{O}$ and $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{—H}_2\text{O}$ systems at high temperatures and pressures. *Amer. j. sci.*, 5 ser. 35A, 1938.

Greig J. W., Barth T. F. W. The systems $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ (nephelinite, carnegiete) — $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ (albite). *Amer. j. sci.*, 5, ser. 35A, 1938.

Härme M. On the potassium migmatites of southern Finland. *Bull. Com. geol. Finl.*, N° 219, 1965.

Hatch F. H., Wells A. K. The petrology of the igneous rocks. *Textbook of the petrology*, 1949.

Hess H. H. A primary peridotite magma. *Amer. j. sci.*, 5 ser. 35, 1938.

Hess H. H. Stellwater igneous complex. *Montana, Mem. Geol. soc. Amer.*, 80, 1960.

Hills E. S. Reverse and oscillatory zoning in plagioclase feldspars. *Geol. mag.*, vol. 73, 1936.

Holmquist P. J. Om pegmatitpalines och ptygmatisk veckning. *Geol. Fören. Förh.*, 42, 1920.

Hytonen K., Schairer J. F. The system enstatite—orthite—diopside. *Carnegie inst. Wash. year-book*, 59, 1960.

Johannsen A. A descriptive petrography of the igneous rocks, vol. 1. *Chicago*, 1931.

Judd J. W. On the tertiary and other periods of Scotland. *Geol. soc., Quart. j.*, 41, 42, Ld., 1886.

Kennedy G. C. Phase relations of some rocks and minerals at high temperatures and high pressures. *Advances in geophys.*, 7, 1961.

Kober L. *Der Bau der Erde*. *Berl.*, 1921.

Kuno H. High-alumina basalt. *J. petrol.*, 1, 1960.

Lapparent J. *Leçons de pétrographie*. P., 1923.

Lyle Ch. *Principles of geology*, 1833.

- Mackenzie W. S. The orthoclase-microcline inversion. *Miner. mag.*, vol. 30, 1954.
- Marmo V. On the stability of potash feldspars. *Bull. Com. geol. Finl.*, N° 184, 1959.
- Marschall P. Acid rocks of the Taupo-Rotorua district. *Royal. soc., New Zealand*, vol. 64, 1935.
- Miyashiro A. The ranges of chemical composition in nepheline and their petrogenetic significance. *Geochim., cosmochim. acta*, 1, 1951.
- Murata K. J. A new method of plotting chemical analyses of basaltic rocks. *Amer. j. sci.*, 258A, 1960.
- Nockolds S. P. Average chemical composition of some igneous rocks. *Bull. Geol. soc. Amer.*, vol. 65, 1954.
- O'Hara M. I. Melting of granet-peridotite at the 30 kbar. *Carnegie inst. Wash. year-book*, 62—63, 1963.
- Orville P. M. Alkali feldspar-alkali chloride hydrothermal ion exchange. *Carnegie inst. Wash. year-book*, vol. 59, 1960.
- Orville P. M. Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. *Amer. j. sci.*, vol. 261, 1963.
- Osborn E. F., Tait D. B. The system diopside—forsterite—orthite. *Amer. j. sci.*, Bowen vol., 1952.
- Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. *Amer. j. sci.*, 257, 1959.
- Ramberg H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. *Univ. Chicago*, 1952.
- Read H. H. Metamorphism and granitization. *Trans. Geol. soc. South Africa*, 54, 1951.
- Robertson E. C., Birch F., Macdonald G. J. Experimental determination of jadeite stability relations to 25 000 bars. *Amer. j. sci.*, 225, 1957.
- Roedder E. Low-temperature liquid immiscibility in the system $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$. *Amer. miner.*, 36, 1951.
- Rosenbusch H. *Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien*. Berl., 1873.
- Rosenbusch H. *Mikroskopische Physiographie der massigen gesteine*. Berl. 1877.
- Sander B. Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. *Tsch. miner. petr. Mitt.* 30, 1911.
- Sander B. *Gefügekunde der Gesteine*. Berl., 1930.
- Schairer J. F., Bowen N. L. Preliminary report equilibrium relations between feldspathoids, alkali feldspars and silica. *Trans. Amer. geophys. union*. 16 Ann. Meeting, 1935.
- Schairer J. F., Yoder H. S. The nature of residual liquids from crystallization, with data on the system nepheline — diopsidesilica. *Amer. sci.*, 258 A, 1960 a.
- Schairer J. F., Yoder H. S. The system albite—forsterite—silica. *Carnegie inst. Wash. year-book*, 59, 1960b.
- Schmidt W. *Tektonik und Verformungslehre*. Berl., 1932.
- Sederholm J. J. Om granit och gneis. *Bull. Com. geol. Finl.*, N° 23, 1907.
- Sederholm J. J. *Ladogium redivivum*. *Geol. Fören. Förh.* Bd 38, Hft 1, 1916.
- Sederholm J. J. On migmatites and associated Pre-Cambrian rocks of southwestern Finland I. The Pelling region. *Bull. Com. geol. Finl.*, N° 58, 1923.
- Sederholm J. J. On migmatites and associated Pre-Cambrian rocks of southwestern Finland. *Bull. Com. geol. Finl.*, N° 77, 1926.
- Segeth. Über den Labradorgestein bei Kiyew. *Bull. Sc. As., St.-Petersburg*, t. 7, N° 3, 1840.
- Shand S. J. Limestone and the origin of feldspathoidal rocks. An aftermath of the Geologic congress. *Geol. mag.*, 67, 1930.
- Shand S. J. *Eruptive rocks*. Ld., 1944.

- Simonen A. Plutonic rocks of the Svecofennides in Finland. Bull. Com. geol. Finl., N° 189, 1960.
- Sorby H. C. On the microscopical structure of crystals indicating the origin of minerals and rocks. J. Geol. soc., 453, 1858.
- Stewart D. B., Roseboom E. H. Lower temperature terminations of the three-phase region plagioclase-alkali feldspar-liquid. J. petrol., vol. 3, 1962.
- Tilley C. E. An Alkali facies of granite at granite-dolomite contacts in Skay. Geol. mag., vol. 86, N° 2, 1949.
- Tilley C. E. Some trends of basaltic magma in limestone syntaxis. Amer. j. sci., Bowen vol., p. 2, 1952.
- Tilley C. E. Nepheline-alkali feldspar parageneses. Amer. j. sci., vol. 252, 1954.
- Tilley C. E., Gittins J., Sconn I. H. Igneous nepheline-bearing rocks of the Haliburton-Bancroft province of Ontario. J. petrol., 2, 1961.
- Tröger W. E. Spezielle petrographie der Eruptivgesteine. Berl., N° 35, 1935.
- Tröger W. E. Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart, Schweizerbart, 11, 1952.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . Mem. Geol. soc. Amer., N° 74, 1958 (1960).
- Vance J. A. Zoning in igneous plagioclase; patchy zoning. J. geol., vol. 73, N° 4, 1965.
- Vogt J. H. L. The physical chemistry of the crystallization and magmatic differentiation of igneous rocks. J. geol., 29, 1921.
- Wahlstrom E. E. Theoretical igneous petrology. N. Y. — Ld., 1950.
- Wegmann C. E. Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rdsch. Bd. 26, Hft 5, 1935.
- Wickman F. E. The «total» amount of sediments and the composition of the «igneous rocks». Geochim., cosmochim. acta, 5, 1954.
- Winkler H. G. von. Platen H. Bildung von anatektischen granitischen Schmelzen bei der metamorphose von NaCl — führenden Kalkfreien Tonen. Geochim., cosmochim. acta, 15, 1958.
- Winkler H. G. Experimentell gebildete anatektische Schmelzen granitischer Zusammensetzung. Fortschr. Min., 36, 1958.
- Yllie P. J. The system CaO - MgO - FeO - SiO_2 and its bearing on the origin of ultrabasic and basic rocks. Miner. mag., 32, 1960a.
- Yllie P. J., Tuttle O. F. Melting in the earth's crust. Int. geol. congr., reports, XXI sess., sect. 18, 1960b.
- Yllie P. J. Effects of the changes in slope occurring on the liquidus and solidus paths in the system diopside—anorthite—albite. Miner. soc. Amer., spec. pap., 1, 1963.
- Yoder H. S. The system diopside—anorthite—water. Carnegie inst. Wash. year-book, 53, 1954.
- Yoder H. S., Stewart D. B., Smith J. K. Feldspars. Carnegie inst. Wash. year-book, 56, 1957.
- Yoder H. S. Effect of water on the melting of silicates. Carnegie inst. Wash. year-book, 57, 1958.
- Yoder H. S., Chinner G. A. Almandine—pyrope—water system at 10 000 bars. Carnegie inst. Wash. year-book, 59, 1960.
- Zirkel F. Lehrbuch der Petrographie. Berl., 1866.
- Zirkel F. Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Struktur der Basaltgesteine. Berl., 1870.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие	3
Введение	5
§ 1. Задачи и методы петрографии	—
§ 2. Краткая история развития петрографии	8
ЧАСТЬ ПЕРВАЯ. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ	
Глава I. Геология магматических тел	15
§ 3. Основы генетической классификации (активность внутри- коровой магмы, структура и кинематика вмещающих пород)	—
§ 4. Интрузии кратогенов (интрузии расколов; интрузии, свя- занные с активностью магмы, — согласные и несогласные интрузии)	19
§ 5. Интрузии орогенов (доорогенные, синорогенные и посторо- рогенные интрузии)	26
§ 6. Формы залегания экструзивных пород (экструзивные тела, возникшие в результате трещинных изливания; экструзив- ные тела, связанные с извержением центрального типа)	30
Глава II. Химизм магматических пород	35
§ 7. Общие сведения о химизме магматических пород	—
§ 8. Принципы петрохимических классификаций и пересчетов Классификация и метод пересчета Ф. Ю. Левинсона-Лес- синга	38
Классификация и метод пересчета А. Н. Заварицкого Краткие сведения о других методах пересчетов (методы Е. А. Кузнецова, С. У. Р. W., Ниггли, Барта)	39
	41
	51
Глава III. Минеральный состав магматических пород	53
§ 9. Общие сведения о минеральном составе магматических пород	—
§ 10. Разделение минералов по классификационному значению	—
§ 11. Разделение минералов по генезису	56
§ 12. Краткий обзор главных породообразующих минералов маг- матических пород	58
§ 13. Значение количественно-минерального состава в систе- матике магматических пород	73
§ 14. Некоторые закономерности парагенетических ассоциаций и последовательности выделения минералов	74
Глава IV. Структуры и текстуры магматических пород	76
§ 15. Основные понятия	—
§ 16. Принципы разделения структур	78
§ 17. Обзор структур магматических пород	82
§ 18. Текстуры магматических пород	98
§ 19. Трещины отдельности и типы отдельности магматических пород	105
§ 20. Краткие сведения о структурном анализе магматических пород	108
Глава V. Принципы систематики (классификации) магматических пород	110
§ 21. Разделение магматических пород по геологическим осо- бенностям	111
§ 22. Разделение магматических пород по химико-минераль- ному составу и некоторым генетическим особенностям	114
§ 23. Краткие сведения о распространении магматических пород	121

<i>Глава VI. Щелочноземельные породы ультраосновного, основного и среднего состава</i>	123
Группа перидотитов (гипербазитов) — пикри- о вых порфиритов	—
§ 24. Петрографическая характеристика перидотитов	—
§ 25. Гипабиссальные, дайковые и экструзивные разновидности	125
§ 26. Химизм	129
§ 27. Распространение и полезные ископаемые	131
§ 28. Генезис	132
Группа габбро — базальтов	135
§ 29. Петрографическая характеристика габбро	—
§ 30. Гипабиссальные и дайковые разновидности	138
§ 31. Экструзивные разновидности	139
§ 32. Химизм	144
§ 33. Распространение и полезные ископаемые	148
§ 34. Генезис	149
Группа диоритов — андезитов	151
§ 36. Петрографическая характеристика диоритов	—
§ 37. Гипабиссальные и экструзивные разновидности	154
§ 38. Химизм	156
§ 39. Распространение и полезные ископаемые	157
§ 40. Генезис	—
<i>Глава VII. Граниты и родственные им породы</i>	161
Группа гранитов — липаритов	—
§ 41. Петрографическая характеристика гранитов	—
Нормальные граниты (162). Плагноклазовые граниты (166). Щелочные граниты (167). Гранитоиды (170)	
§ 42. Гипабиссальные и дайковые разновидности	171
§ 43. Экструзивные разновидности	172
§ 44. Химизм	177
§ 45. Распространение и полезные ископаемые	178
§ 46. Генезис	181
Группа сиенитов — трахитов	186
§ 47. Петрографическая характеристика сиенитов	—
Нормальные сиениты (186). Щелочные сиениты (187).	
§ 48. Гипабиссальные, дайковые и экструзивные разновидности	188
§ 49. Химизм	190
§ 50. Распространение и полезные ископаемые	—
§ 51. Генезис	193
<i>Глава VIII. Щелочные фельдшпатовые породы</i>	194
§ 52. Принципы деления	—
Группа фельдшпатоидных сиенитов	196
§ 53. Петрографическая характеристика	—
§ 54. Гипабиссальные, дайковые и экструзивные разновидности	202
Группа бесполовшпатовых фельдшпатоид- ных пород	203
§ 55. Петрографическая характеристика	—
§ 56. Гипабиссальные, дайковые и экструзивные разновидности	207
Группа фельдшпатоидных габброидов	208
§ 57. Петрографическая характеристика	—
§ 58. Гипабиссальные, дайковые и экструзивные разновидности	209
§ 59. Химизм	211
§ 60. Геологическое распространение и полезные ископаемые	214
§ 61. Генезис	219

<i>Глава IX. Вопросы петрогенезиса магматических пород</i>	224
§ 62. Магматические формации	—
§ 63. Первичные магмы	226
§ 64. Факторы магматической эволюции	227
ЧАСТЬ ВТОРАЯ. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ	
<i>Глава X. Общие сведения о метаморфизме</i>	233
§ 65. Факторы и виды метаморфизма	—
§ 66. Вещественный состав и некоторые особенности фазового равновесия	235
§ 67. Структуры и текстуры метаморфических пород	239
<i>Глава XI. Катакластический метаморфизм</i>	251
§ 68. Общая характеристика	—
§ 69. Описание пород (тектонические брекчии, катаклазированные породы и катаклазиты; милониты и филлониты; продукты динамометаморфизма, тектониты)	252
<i>Глава XII. Автометаморфизм</i>	257
§ 70. Общая характеристика и описание пород (изменения пород магматической стадии автометаморфизма; амфиболитизация, эпидотизация и альбитизация пород; серпентинизация, каолинизация и другие процессы)	—
<i>Глава XIII. Контактный (термальный) метаморфизм</i>	259
§ 71. Общая характеристика	—
§ 72. Описание пород термального контактового метаморфизма Альбит-эпидот-роговиковая фация (262). Роговообманково-роговиковая фация (264). Пироксен-роговиковая фация (265). Санидинитовая фация (267).	262
<i>Глава XIV. Региональный метаморфизм</i>	270
§ 73. Общая характеристика	—
§ 74. Понятие о зонах и фациях регионального метаморфизма	275
§ 75. Описание пород по фациям регионального метаморфизма Фация зеленых сланцев (277). Фация глаукофановых сланцев (279). Альмандиново-амфиболитовая фация (280). Гранулитовая фация (282). Эклогитовая фация (283).	277
<i>Глава XV. Ультраметаморфизм</i>	285
§ 76. Общая характеристика	—
§ 77. Мигматиты	288
§ 78. Аватектиты и гранитизированные породы	294
<i>Глава XVI. Метасоматоз</i>	297
§ 79. Общая характеристика	—
§ 80. Описание главных типов метасоматитов Грейзенизированные породы и грейзены (298). Скарны (300). Вторичные кварциты (302). Пропилиты (304). Щелочной метасоматоз (305). Продукты натрового метасоматоза (адинолы, десмозиты, спилозиты, альбититы, фениты, твейтозиты) (306). Продукты калиевого метасоматоза (307).	298
§ 81. О последовательности метасоматических процессов	308
<i>Литература</i>	310