

И. Ф. ТРУСОВА
В. И. ЧЕРНОВ

ПЕТРОГРАФИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ГОРНЫХ ПОРОД

И. Ф. ТРУСОВА,
В. И. ЧЕРНОВ

ПЕТРОГРАФИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ГОРНЫХ ПОРОД

*Допущено Министерством высшего и
среднего специального образования
СССР в качестве учебника для студен-
тов геологических специальностей вузов*

3853



МОСКВА «НЕДРА» 1982



Трусова И. Ф., Чернов В. И. Петрография магматических и метаморфических горных пород. Учебник для вузов. М., Недра, 1982. 272 с.

Дано систематическое описание магматических и метаморфических горных пород. В основу систематики положено деление пород на петрохимические типы с последующим подразделением по минеральному составу. Рассмотрены классификация и номенклатура пород. Приведены необходимые сведения об их минеральном и химическом составе, текстуре и структуре, условиях залегания и связях с полезными ископаемыми. Изложены основные представления о происхождении различных типов пород. При рассмотрении метаморфизма особое внимание уделено породам регионального метаморфизма и постмагматического метасоматоза как имеющим большое поисковое значение. Приведены планы описания глубинной, излившейся и метаморфической пород.

Для студентов геологоразведочных факультетов вузов.

Табл. 52, ил. 90, список лит.— 48 назв.

Рецензенты:

проф., д-р геол.-минер. наук М. Б. Бородаевская (ЦНИГРИ),
чл.-кор. АН СССР А. А. Маракушев (МГУ)

В «Основных направлениях экономического и социального развития СССР на 1981—1985 годы и на период до 1990 года» предусмотрено ускоренное развитие работ по геологическому изучению страны, увеличению разведанных запасов минерально-сырьевых ресурсов. Для решения этих задач геологической службе страны нужны хорошо подготовленные специалисты.

При составлении настоящего учебника авторы ставили перед собой цель в наиболее краткой форме дать тот материал по систематике, номенклатуре и диагностическим свойствам горных пород, который прежде всего необходим инженеру-геологу в производственной работе. В целом учебник соответствует программе курса петрографии магматических и метаморфических пород для специальности «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых». Излагаемый в нем материал предполагает знание методики кристаллооптических исследований и оптических свойств главных породообразующих минералов.

При описании магматических пород в данной работе принято традиционное и широко применяемое на практике деление их на петрохимические типы с последующим подразделением по минеральному составу. Исключение сделано лишь для группы полуглубинных и жильных пород; с учетом особенностей их геологического залегания и наличия генетически самостоятельных дайковых комплексов их описание дано в отдельном разделе. Обособленно рассмотрены также вулканические обломочные породы вследствие специфики их систематики и номенклатуры. Для излившихся пород сохранена двойная номенклатура кайно-типных и палеотипных разновидностей.

При характеристике метаморфических пород наибольшее внимание уделено продуктам широко развитого регионального метаморфизма и породам постмагматического метасоматоза, имеющим большое поисковое значение.

Вопросы петрогенезиса затрагиваются в данной работе лишь в том минимальном объеме, который необходим для понимания описываемых особенностей пород, так как имеется в виду, что после данного курса студенты будут изучать курс петрологии магматических и метаморфических пород, посвященный анализу закономерностей их формирования.

В приложении к книге даны рекомендуемые формы описания интрузивной, эффузивной и метаморфической породы.

Петрография — наука, изучающая горные породы, т. е. «естественные минеральные агрегаты определенного состава и строения, сформировавшиеся в результате геологических процессов и залегающие в земной коре в виде самостоятельных тел» (Геологический словарь, т. II. М., Недра, 1973, с. 121). Конкретизируя это определение, приведем формулировку А. Н. Заварицкого, который называет горными породами «естественные агрегаты минералов (и частью стекла), состоящих преимущественно из петрогенных элементов», т. е. тех элементов, которые являются обычными компонентами минералов группы силикатов. В определении А. Н. Заварицкого отражен тот факт, что в геологической практике не всякий минеральный агрегат, образующий самостоятельное тело, называют горной породой. Так, например, это название не применяется к рудам тяжелых металлов, хотя тела их могут достигать заметных размеров.

«Петрография» — термин, составленный из древнегреческих слов, буквально он означает «описание камня». Действительно, на первых порах своего развития во второй половине XIX в., когда в практику исследований вошел поляризационный микроскоп, главной задачей петрографии было описание и систематизация горных пород. С течением времени, однако, круг задач петрографических исследований значительно расширился. В наши дни петрография включает не только исследование вещественного (минерального и химического) состава горных пород, особенностей их строения (структуры) и сложения (текстуры), но и, будучи одной из геологических дисциплин, изучение геологических особенностей горных пород — формы и размеров слагаемых ими тел, условий их залегания, роли в строении земной коры, явлений на контактах между телами различных горных пород. Все полученные сведения помогают установить способ образования данной горной породы.

В задачи петрографии входит также разработка наиболее рациональной классификации горных пород, основанной на их вещественном составе и геологических особенностях залегания.

Одна из важных задач петрографии — изучение взаимосвязи между горными породами и полезными ископаемыми: в одних случаях горные породы представляют собой среду, вмещающую полезные ископаемые, в других — полезными ископаемыми являются сами горные породы и, наконец, бывает, что горные породы и полезные ископаемые наиболее тесно связаны между собой, так как они образовались в ходе единого геологического процесса.

Из сказанного следует, что петрографические исследования имеют как научное, так и практическое значение. Практическое значение заключается прежде всего в том, что на всех этапах поисково-разведочного цикла, от мелкомасштабных геологических съемок до детальной разведки, ведутся петрографические исследования, обеспечивающие точную диагностику горных пород, получение данных об условиях их образования и возможных связях с процессами формирования полезных ископаемых. Вторая область применения петрографии в поисково-разведочной практике — исследование тех горных пород, которые подверглись изменениям при образовании в них тел полезных ископаемых. Такие окологорудные изменения, будучи детально изучены, служат хорошим признаком при дальнейших поисках полезного ископаемого того же типа. Наконец, третья область практического применения петрографии — использование петрографических критериев при поисках полезных ископаемых. В основе этих критериев лежат эмпирически установленные и многократно проверенные закономерные ассоциации определенных типов горных пород с определенными типами полезных ископаемых.

Горные породы по происхождению и геологическим особенностям разделяются на три группы: 1) магматические, или изверженные, 2) осадочные и 3) метаморфические.

В геологической литературе глубинные магматические породы и породы метаморфические иногда объединяются под общим названием «кристаллические» благодаря одной общей для них особенности строения: в отличие от большинства осадочных пород они представляют собой агрегат кристаллов, сросшихся в сплошную массу в процессе своего роста. В настоящем курсе рассматриваются только магматические и метаморфические горные породы. Петрография осадочных пород выделилась в самостоятельную научную дисциплину, которую обычно называют литологией.

Говоря о методах петрографических исследований, следует подчеркнуть, что любая горная порода представляет собой геолого-исторический документ. При достаточно детальном его изучении мы получаем информацию об истории и условиях формирования породы, а при исследовании в конкретном районе — и информацию о геологической истории данного участка земной коры.

Существует широкий диапазон методов, применяемых при изучении горных пород. Основным является геологический метод, заключающийся в том, что горные породы и их взаимоотношения изучаются в естественных обнажениях, горных выработках или ядрах буровых скважин и результаты наблюдений документируются в виде отобранных образцов, а также геологических карт, схем, разрезов, зарисовок и фотографий. Далее следует обширная группа лабораторных методов исследования

вещества горных пород, т. е. их минерального и химического состава и их микроструктуры. В последнее время в петрографии используют методы определения физических свойств горных пород — плотности, пористости, магнитных и иных свойств.

За десятилетия петрографических исследований накопился очень большой фактический материал по вещественному составу и условиям залегания практически всех горных пород, встречаемых в составе земной коры. Одновременно значительного развития достигла техника экспериментального воссоздания условий формирования магматических и метаморфических пород. Вследствие этого как самостоятельная научная дисциплина из петрографии выделилась петрология, задачей которой является выяснение закономерностей образования магматических и метаморфических пород, или, иначе говоря, петрогенезиса. Не имея резкого разграничения с петрографией, петрология использует все перечисленные выше методы, но особое значение в развитии этой науки приобрели эксперименты, при которых в обстановке высоких температур и давлений моделируются процессы формирования магматических и метаморфических пород, а результаты наблюдений анализируются на основе законов физической химии и с широким применением математического аппарата.

Согласно представлениям некоторых зарубежных ученых термин «петрология» охватывает все разделы учения о горных породах, в том числе и его описательную часть.

Как видно из изложенного, петрография и петрология в большой мере базируются на таких фундаментальных науках, как физика и химия. Все в большей мере они используют математику, прежде всего математическую статистику как средство обработки цифровых данных о минеральном и химическом составе горных пород.

Тесно связана петрография и с науками геологического цикла. При описании горных пород она опирается на данные кристаллографии и минералогии, при выяснении истории и условий их формирования — широко использует данные стратиграфии и тектоники, при изучении особенностей пород, скрытых на больших глубинах, — применяет геофизические данные.

Из сказанного следует, что петрографическое изучение не может проводиться оторванно от других геологических исследований, а поэтому им должен заниматься тот же геолог, который проводит геологические исследования района или месторождения. Иными словами, использование петрографических методов является для геологоразведчика составной частью его повседневной практики.

Часть I

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Глава I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Магматические породы образуются путем кристаллизации силикатного расплава — магмы. Различают три группы магматических пород: 1) глубинные, или абиссальные, которые кристаллизуются на больших глубинах; 2) полуглубинные, или гипабиссальные, формирующиеся ближе к поверхности земли; 3) и, наконец, излившиеся или эффузивные, образующиеся при извержении магмы на земную поверхность.

Все магматические породы являются высокотемпературными образованиями и кристаллизуются по мере падения температуры. Им присущ ряд следующих специфических черт: 1) большей частью они имеют кристаллическое строение, которое различимо либо простым глазом (глубинные породы), либо под микроскопом (полуглубинные и частично излившиеся породы); 2) как правило, они обладают массивным сложением; 3) нередко эти породы имеют резко секущие контакты со вмещающими их породами, глубоко видоизменяя последние вблизи контакта.

Однако вышеперечисленные признаки магматических пород свойственны не всем их разновидностям (часто наблюдаются исключения), поэтому классификации магматических пород основываются не на них, а на таких стабильных признаках пород, как их химический и минеральный состав, текстура и структура, условия залегания.

§ 1. ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Магматические породы, встречаемые в земной коре, исключительно разнообразны по вещественному (химическому и минеральному) составу, однако их объединяет важная общая черта — обязательное присутствие кислорода и кремния как главных химических компонентов и в связи с этим преобладание силикатов в составе. Существенно также, что любые две магматические породы, как бы сильно они ни различались по составу, связаны между собой рядом переходных разновидностей промежуточного состава. Все это обусловило использование вещественного состава горных пород в качестве основы для их классификации.

Вещественный состав породы обычно выражают в виде двух разных форм — минерального и химического состава. Химический состав — это относительные количества содержащихся в породе элементов, обычно выраженные в виде весового процентного содержания окислов этих элементов; минеральный состав — это процентное содержание (объемное или весовое) слагающих породу минералов, химический состав которых известен. Зная минеральный состав, можно вычислить химический, и, наоборот, на основе химического состава выявляют состав минеральный. Вычисленный таким образом минеральный состав, называемый нормативным, обычно близок к фактически наблюдаемому минеральному составу, который называется модальным. В настоящей книге под минеральным составом всюду понимается модальный; нормативный состав рассматривается в специальных курсах петрохимии.

Химический состав. Список элементов, которые можно встретить в том или ином количестве в магматических породах, довольно обширен, но по распространенности и количественному содержанию в породах они очень неравноценны. Самый распространенный из них — кислород — составляет в среднем половину веса магматических пород. К числу наиболее широко представленных относятся также кремний, алюминий, железо, кальций, магний, натрий, калий, титан и водород.

Ниже указаны средние содержания наиболее распространенных окислов магматических пород, по Ф. Кларку и Г. Вашингтону (в петрографии традиционно применяется окисная форма записи химического состава пород).

Окислы	Среднее содержание, вес. %	Окислы	Среднее содержание, вес. %
SiO ₂	59,12	CaO	5,08
TiO ₂	1,05	Na ₂ O	3,84
Al ₂ O ₃	15,34	K ₂ O	3,13
Fe ₂ O ₃	3,08	H ₂ O	1,15
FeO	3,80	P ₂ O ₅	0,30
MnO	0,24	CO ₂	0,10
MgO	3,49		

Содержания двух- и трехвалентного железа в магматических породах рассматриваются отдельно ввиду того, что роль FeO и Fe₂O₃ в строении минералов различна. 10 из указанных окислов с содержанием не ниже 1% называют обычно главными породообразующими окислами. Те окислы, содержание которых в породах составляет десятки доли процента, обычно называют второстепенными. Таковы MnO, P₂O₅, CO₂ и др. Существуют, наконец, элементы-примеси или, как их иногда называют, малые элементы, которые обнаруживаются в еще меньших количествах (сотые доли процента) и при этом не во всех типах горных пород. Таковы цирконий, литий, бериллий, бор, фтор, хлор, сера, олово, медь, хром, никель и др.

Из перечисленных химических составных частей магматических пород особо отметим те, которые получили название летучих компонентов или минерализаторов. В породах их количество незначительно, но известно, что в кристаллизующейся магме их содержание было выше и что своим присутствием они благоприятствовали кристаллизации. Таковы, например, H_2O , Li_2O , P_2O_5 , SO_3 , бор, хлор, фтор. Именно по содержанию минерализаторов различается химический состав магмы и породы, образующейся из нее. Исходная магма всегда гораздо богаче летучими компонентами, чем ее производная порода.

Как уже отмечалось, химический состав магматических пород широко используется при разработке петрографических классификаций. За основу большинства классификаций принято содержание окиси кремния, которое и служит критерием подразделения пород на группы.

Если расположить все магматические породы по мере возрастания содержания в них кремнезема, то получится практически непрерывный ряд. На одном конце его окажутся породы, очень бедные кремнеземом (35—40 %) и в то же время богатые магнием и железом, на другом — породы, богатые кремнеземом (70—75 %), но с малым содержанием магния и железа. Поскольку до введения рентгеноструктурной систематики силикатов они классифицировались как соли кремниевых кислот, процентное содержание окиси кремния в породе рассматривали как показатель ее кислотности. Так возникли термины «кислая порода», т. е. богатая SiO_2 , и «основная порода», т. е. богатая основаниями (CaO , MgO , FeO) и соответственно бедная кремнеземом. Обычно все магматические породы подразделяют по кремнекислотности на следующие пять групп.

Группа пород	Содержание SiO_2 , вес. %
Ультраосновные (гипербазиты) . . .	Около 40
Основные	40—52
Средние	52—65
Кислые	65—75
Ультракислые	Более 75

В пределах этого ряда возрастающей кремнекислотности содержания окислов железа и магния закономерно убывают.

Минеральный состав. Любая магматическая порода (за исключением относительно редких в природе вулканических стекол) представляет собой минеральный агрегат, в основном состоящий из силикатов. Породообразующими минералами, на долю которых приходится около 99 % общего состава магматических пород, являются следующие: а) светлоцветные (салические) минералы — кварц, полевые шпаты, нефелин, лейцит; б) темноцветные (фемические) минералы — оливин, пироксены, амфиболы, биотит. Подразделение минералов на две группы по их окрашенности, наблюдаемой макроскопически, имеет и

более глубокий смысл, так как оно отражает их химический состав. Группа салических минералов богата SiO_2 и Al_2O_3 , а также калием и натрием, группа же темноцветных минералов богата FeO , Fe_2O_3 и MgO . Термин «салический» образован из начальных слогов латинских названий элементов Si и Al, термин «фемический» — из начальных букв латинских названий Fe и Mg.

Среднее содержание породообразующих минералов в магматических породах приведено ниже.

Минералы	Среднее содержание, вес. %
Полевые шпаты	59
Кварц	12
Амфиболы и пироксены	17
Слюды	4
Остальные минералы	8

Эти цифры показывают исключительно важную роль полевых шпатов в общем составе магматических пород при относительно умеренной роли темноцветных минералов и кварца.

При описании конкретной магматической породы принято подразделять слагающие ее минералы на главные и второстепенные. Главные — это те, количество которых в данной породе не менее 5 %, второстепенные — это минералы с меньшим содержанием. Поэтому любой из вышеуказанных породообразующих минералов, например кварц или полевой шпат, в некоторых породах может оказаться в числе второстепенных.

Среди второстепенных минералов выделяют акцессорные (или сопутствующие) минералы. Присутствуя в породах в очень малом количестве (до нескольких процентов), они в то же время являются постоянной их примесью. Многие из них характерны для какой-либо определенной группы пород. Акцессорными минералами часто бывают циркон, апатит, титанит, рутил, монацит, анатаз, ортит, магнетит, титаномagnetит, ильменит, хромит и др.

Кроме как по количественному минералы магматических пород подразделяют еще и по генетическому признаку на минералы первичные, образующиеся непосредственно из магматического расплава, и вторичные, возникающие при гидротермальном изменении пород и замещающие первичные минералы. Например, вторичными минералами являются альбит, эпидот, клиноцоизит, серицит, хлорит, актинолит, серпентин, тальк, каолинит.

Среди первичных минералов выделяют: 1) пирогенные, кристаллизующиеся непосредственно из магматического расплава; 2) реакционные, возникающие в результате реакции пирогенных минералов с окружающим их расплавом, и 3) ксеногенные, попавшие в расплав из вмещающей его среды.

Минеральный состав магматических пород является важным классификационным признаком, при этом особое значение имеет его количественная характеристика. С этой целью определяется так называемое цветное число (цветовой индекс) — процентное содержание темноцветных минералов в общем объеме породы. Цветное число отражает кремнекислотность магматических пород: ультраосновные породы имеют цветное число (в %) 95—100, основные — чаще всего около 50, средние — около 30 и кислые — 10. Это находит выражение в окраске пород. В неизмененных разностях ультраосновные породы имеют черный цвет, основные — темно-серый, средние — серый и кислые — светло-серый и светло-розовый до белого. Однако в природе нередки отклонения от указанных средних содержаний. Так, кислая порода может содержать цветных минералов заметно больше, чем их указанное среднее количество, а основная, наоборот, оказаться значительно светлее своего нормального типа. В таких случаях горная порода более темная, чем типичная разность с той же кислотностью, называется меланократовой, а порода более светлая — лейкократовой; горную породу с типичным цветным числом называют мезократовой (табл. 1).

Таблица 1

Величины цветного числа в габбро, диоритах и гранитах

Порода	Цветное число, %		
	Лейкократовая разность	Мезократовая разность	Меланократовая разность
Габбро	35	50	65
Диориты	15	30	50
Граниты	5	10	15

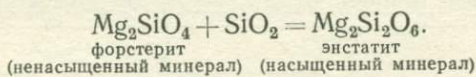
Большое классификационное значение имеет также состав темноцветных минералов. Так, оливин — минерал, недосыщенный кремнекислотой, встречается главным образом в ультраосновных породах. Ромбические и моноклинные пироксены также типичны для ультраосновных и основных пород. В средних породах обычно присутствует роговая обманка, а в кислых — биотит. Щелочные породы характеризуются присутствием щелочных пироксенов и амфиболов.

Не менее важную роль при классификации магматических пород играют содержание и состав калиевых минералов, особенно полевых шпатов. Так, состав плагиоклазов отвечает определенной по кислотности группе пород: ультраосновные породы вообще не содержат плагиоклазов в числе главных минералов и являются породами бесполевошпатовыми, основные породы содержат основные (богатые кальцием) плагиоклазы,

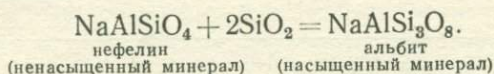
номер которых превышает 50, средние породы содержат средние (натриево-кальциевые) плагиоклазы, номер которых 30—50, а для кислых пород характерны кислые (кальциево-натриевые) плагиоклазы с основностью менее 30, а также калиевые полевые шпаты. Кварц является типоморфным минералом кислых пород, хотя он может присутствовать и в средних и в основных породах.

Велика классификационная роль так называемых симптоматических минералов, т. е. тех, которые своим присутствием указывают на определенные особенности химического состава магматических пород, например на степень насыщения пород окисью кремния. Самый распространенный симптоматический минерал — кварц, присутствие которого указывает на пересыщенность породы кремнеземом. Он образуется только тогда, когда содержание SiO_2 в магме превышает то, которое должно вступить в соединение с металлами для образования силикатов.

Присутствие оливина, напротив, служит признаком того, что порода недосыщена кремнеземом. Оливин — минерал с пониженным содержанием кремнезема, выделяется только из магм, в которых содержание этого окисла недостаточно для образования пироксена. В противном случае оливин не образуется, так как при достаточном количестве в расплаве кремнезема оливин превращается в ромбический пироксен согласно реакции



Аналогичным путем образуется нефелин, который присутствует лишь в щелочных породах, недосыщенных кремнеземом. В случае насыщенности магмы кремнеземом вместо нефелина образуется альбит:



Поэтому по присутствию или отсутствию симптоматических минералов все магматические горные породы делят на три группы: 1) недосыщенные кремнекислотой — характерно присутствие оливина, нефелина, лейцита; 2) насыщенные кремнекислотой — отсутствуют все симптоматические минералы; 3) пересыщенные кремнекислотой — присутствует кварц.

Отсюда вытекает понятие о так называемых «запрещенных парагенезисах». Так, кварц не встречается (за редким исключением) в магматических породах совместно с оливином, не встречаются в одной породе кварц и нефелин.

Не следует смешивать два понятия: содержание в породе SiO_2 и насыщенность ее состава этим окислом. Последняя зависит как от процентного содержания кремнезема, так и от того, какие основания и в каком относительном количестве содер-

жаты в породе. Действительно, ультраосновные породы недосыщены кремнеземом (на это указывает присутствие оливина), а кислые пересыщены этим окислом (это видно из присутствия кварца), однако достаточно бедные кремнеземом основные породы далеко не всегда им недосыщены. Насыщенные кремнеземом (следовательно, безоливиновые и безнефелиновые) разновидности часто встречаются среди основных и типичны для средних пород.

Следует отметить, что общие особенности вещественного состава заметны уже при макроскопическом знакомстве с породой. Вместе с тем недостаточность макроскопического метода очевидна, так как, пользуясь им, исследователь не может дать точного определения названия горной породы, поскольку неизвестен состав слагающих ее плагиоклазов и особенностей состава темноцветных минералов, что требует уже во всех случаях применения методов микроскопического изучения.

§ 2. ТЕКСТУРА И СТРУКТУРА

Под структурой подразумеваются те особенности строения горной породы, которые обуславливаются размером, формой и взаимными отношениями составных частей (кристаллов и вулканического стекла, там где оно имеется). Текстура определяется распространением и расположением этих частей в пространстве. Такое значение терминов структуры и текстуры не является общепринятым. В английской и американской литературе эти термины употребляются в противоположном смысле.

Особенности текстур и структур магматических пород возникают в результате физических условий затвердевания и зависят от температуры магматического расплава, скорости затвердевания, глубины формирования, способствующей сохранению в магме минерализаторов. Так, например, гранит, кристаллизующийся из кислой магмы, богатой минерализаторами, на глубине обладает полнокристаллической структурой, в то время как липарит, образующийся из магмы того же состава в поверхностных условиях, состоит почти нацело из вулканического стекла. Этот факт объясняется тем, что кислая магма при излиянии теряет свои минерализаторы и становится очень вязкой.

Следует также отметить, что структуры пород различного состава при прочих равных условиях неодинаковы, что объясняется в первую очередь различной способностью магм основного и кислого состава к раскристаллизации. Так, например, базальты, затвердевая в тех же условиях, что и липариты, часто обладают полнокристаллическими структурами, т. е. не содержат вулканического стекла, характерного для липаритов. Таким образом, структуры зависят также от химического состава магматических пород.

Текстура и отдельность. Текстура магматических пород выражается: 1) в расположении составных частей породы вследствие особенностей кристаллизации и характера внешних воздействий; 2) в способе выполнения пространства массой горной породы вследствие процессов, происходящих в расплаве до застывания или во время кристаллизации.

Текстуры, возникающие в результате внутренних процессов кристаллизации магмы, по расположению составных частей породы относительно друг друга разделяются на три типа: массивную, или однородную, такситовую, или шлировую, и сферическую, или шаровую.

Массивная (однородная) текстура характеризуется тем, что в любой части породы зерна минералов распределены равномерно, без какой-либо ориентировки. Эта текстура указывает на то, что условия кристаллизации во всех участках горной породы были одинаковыми.

Такситовая (шлировая) текстура выражается в неравномерном пятнистом распределении составных частей. При этом отдельные участки горной породы отличаются друг от друга иногда не только по составу, но и по структуре.

Шаровая (сферическая) текстура наблюдается как в интрузивных породах, так и в лавах. Минералы в породах с такой текстурой располагаются концентрическими зонами вокруг некоторых центров. При этом в отдельных зонах минералы принимают радиальнолучистое расположение. В результате в горных породах наблюдаются шаровые тела концентрического и радиальнолучистого строения.

Подушечная текстура характерна для лав, изливающихся в подводных условиях (пиллоу-лавы). Отдельные подушки в этих лавах образуются в виде гигантских капель при излиянии лавы в морскую воду. Цементом подушек является осадочный материал, часто представленный яшмой.

Текстуры, возникающие под влиянием внешнего давления, по расположению составных частей в горных породах относительно друг друга разделяются на следующие типы: директивные, брекчиевидно-такситовые и полосчатые.

Директивные текстуры характеризуются субпараллельной ориентировкой кристаллов минералов в горных породах относительно какой-либо плоскости или линии. Среди них наиболее распространенной является флюидальная текстура, которая характерна для эффузивных пород. Это текстура течения — все микролиты в основной массе лавы ориентированы отдельными потоками. Часто эти потоки изменяют свое направление, огибая наиболее крупные вкрапленники (рис. 1).

Брекчиевидно-такситовая текстура характеризуется пятнистым расположением минералов, образующих скопления неправильной формы. Эта текстура свойственна горным породам, образующимся в два этапа: при кристаллизации рас-

плава происходит разламывание затвердевших участков и затем цементация обломков расплавом, имеющим несколько иной состав, чаще более кислый.

Полосчатая текстура сложена чередующимися полосами различного состава или иногда разной структуры. В интрузивных породах полосчатая текстура возникает как результат течения магмы.

По способу заполнения пространства выделяются следующие три текстуры.

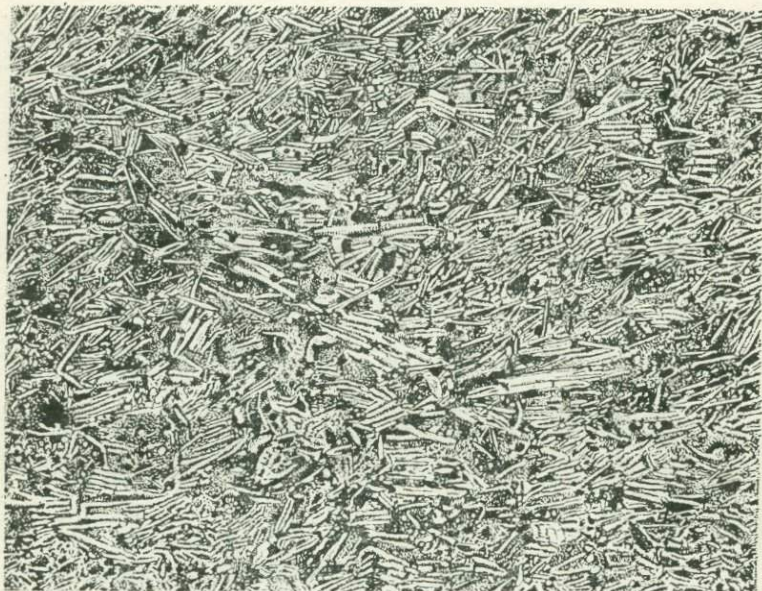


Рис. 1. Флюидальная текстура в базальте. Ув. 50; николи +

Плотная текстура обусловлена тесным расположением зерен минералов, примыкающих друг к другу без свободных пространств между ними.

Пузыристая (пористая) текстура возникает в лавах благодаря удалению газа, скапливающегося первоначально в виде пузырьков. Эти пустоты имеют шарообразную или эллипсоидальную форму. При большем количестве этих пустот образуется пемзовая текстура. В этом случае объем пустот превышает объем материала породы.

Миндалекаменная текстура образуется при заполнении пустот вторичными минералами. Миндалины обычно заполнены хлоритом, эпидотом, кальцитом, кварцем и другими вторичными минералами. Часто миндалины имеют зональное строение (рис. 2).

На особенности текстур горных пород большое влияние оказывает также характер отдельности, возникающей в результате охлаждения. Очень часто отдельность полностью отвечает текстуре пород, как, например в лавах с подушечной отдельностью.

Но часто отдельность не связана прямой зависимостью с текстурами магматических пород и обусловлена сокращением интрузивного тела или лавового потока при охлаждении. Первичные трещины отдельности генетически связаны с текстурами

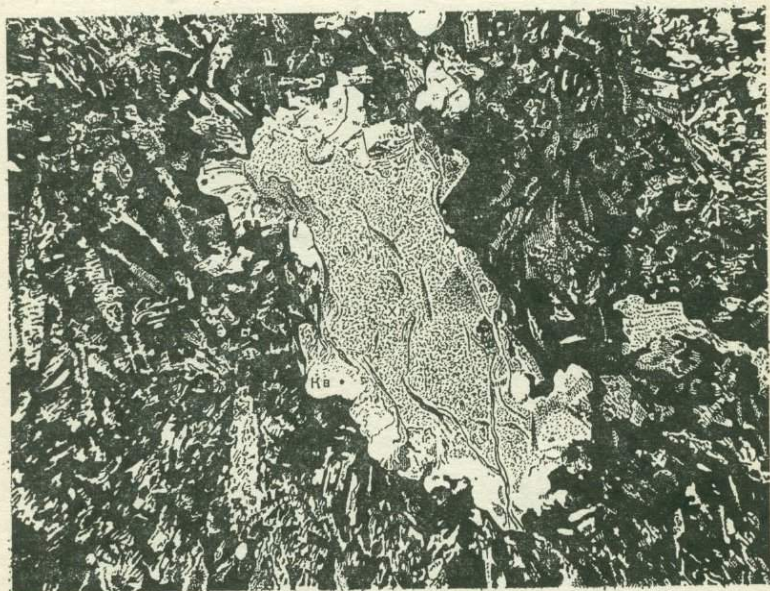


Рис. 2. Миндалекаменная текстура в спилите. Ув. 20; николи +. В центре миндалины хлорит (Хл), по периферии — кварц (Кв)

течения и расположены закономерно по отношению к ним, а также к контактам интрузива.

В пластообразных интрузивных телах или потоках лав благодаря более интенсивному сокращению в плоскости потока образуются трещины, перпендикулярные к нему, которые разбивают поток на отдельные столбы или призмы, и возникает столбчатая (призматическая) отдельность, наиболее типичная для потоков базальтов. В глубинных интрузивных телах, остывание которых происходит медленно, образуются трещины, параллельные контактам с породами кровли, и возникает плитообразная отдельность (рис. 3). При наличии дополнительных вертикальных трещин, перпендикулярных к контактам, отдельность становится параллелепипе-

дальной. При сглаживании углов параллелепипедов процессами выветривания возникает матрацевидная отдельность, наиболее типичная для гранитоидных массивов (рис. 4).

Структура. Понятие «структура» определяется: 1) степенью кристалличности, 2) величиной составных частей — абсолютной и относительной, 3) формой составных частей пород.

По степени кристалличности различают три структуры — полнокристаллическую, полукристаллическую и стекловатую. При полнокристаллической (голокристалличе-



Рис. 3. Плитчатая отдельность в биотитовых гранитах. Центральный Казахстан

ской) структуре горная порода целиком состоит из кристаллов и не содержит вулканического стекла. При полукристаллической (гипокристаллической) структуре горная порода состоит из кристаллов и из стекла. При стекловатой структуре горная порода целиком состоит из вулканического стекла.

По абсолютной величине составных частей выделяются две группы структур — явнокристаллические и афанитовые. В явнокристаллических структурах отдельные зерна видны невооруженным глазом. По крупности зерна среди них выделяют грубозернистую, или крупнозернистую, структуру (диаметр зерен больше 5 мм), среднезернистую (диаметр зерен — 1—5 мм) и мелкозернистую (диаметр зерен менее 1 мм). В афанитовых структурах составные части не видны невооруженным глазом.

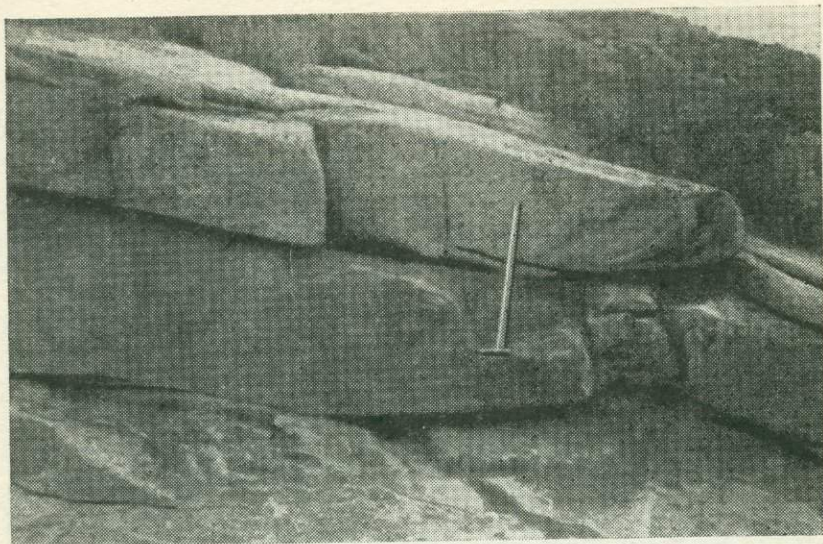


Рис. 4. Матрацевидная отдельность с нишами выдувания в гранитах. Центральный Казахстан

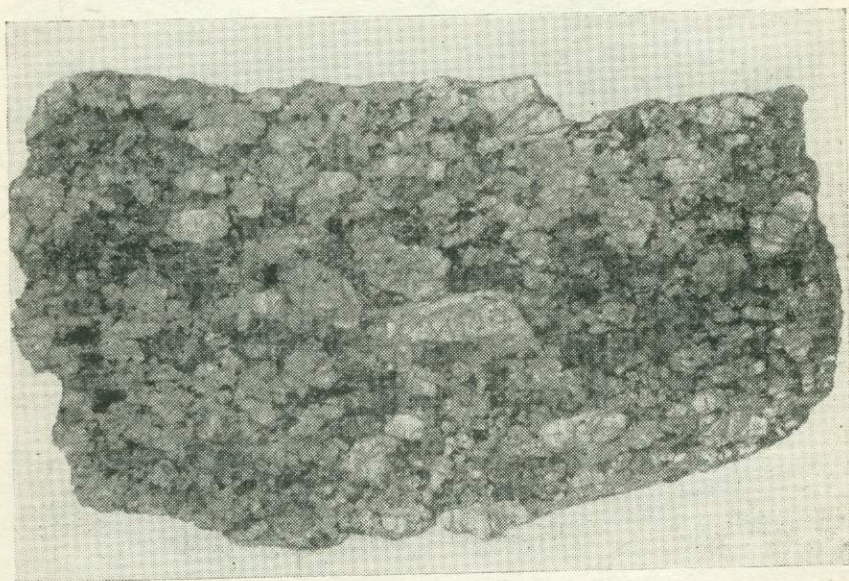


Рис. 5. Порфировидная структура в гранодиорите. Центральной Казахстан.
Умен. в 2 раза.
Порфировидные выделения представлены калишпатом.

По относительной величине кристаллов или зерен различают три типа структур: 1) равномернозернистую, 2) неравномернозернистую, 3) порфировидную и порфировую.

При определении равномернозернистости породы следует сравнивать величину зерен одного и того же минерала или группы минералов, обладающих близкой формой. Известно, что размеры выделений отдельных минералов часто связаны с его кристаллографической формой, например, в граните зерна светлоцветных минералов — кварца и полевых шпатов — резко отличаются по величине от листочков биотита. Поэтому следует учитывать величину зерен преобладающих минералов; часто при характеристике зернистости горной породы указывается интервал, в котором колеблется этот размер. Например, можно сказать, что горная порода обладает среднезернистой равномернозернистой структурой с величиной зерен преимущественно от 1 до 1,5 мм.

Порфировидная структура определяется наличием крупных кристаллов, погруженных в полнокристаллическую основную массу. Причем величина порфировидных выделений в несколько раз превышает размер зерен основной массы. Порфировидная структура, наиболее типичная для пород, кристаллизующихся в гипабиссальных условиях, часто наблюдается в гранитоидах (рис. 5).

Порфировая структура близка к порфировидной, она также характеризуется наличием вкрапленников, или порфировых выделений, но в отличие от порфировидной структуры основная масса является афанитовой. Под микроскопом видно, что основная масса состоит из мелких кристаллов (микролитов) или зерен тех же минералов. В этом случае основная масса имеет полнокристаллическую структуру (рис. 6). Если же в основной массе пород с порфировой структурой присутствует вулканическое стекло наряду с микролитами, то она обладает полукристаллической структурой (рис. 7). Порфировая структура присуща лавам, а также многим жильным породам.

В большинстве случаев кристаллизация пород с порфировой структурой происходит в два этапа: вкрапленники кристаллизуются на значительной глубине, затем магма поднимается в верхние, более холодные зоны земной коры или изливается на поверхность. При этом оставшаяся жидкая часть магмы кристаллизуется быстро с образованием микролитов, а иногда застывает в виде стекла. Таким образом, возникают две генерации кристаллов часто одного и того же минерала.

Форма минеральных компонентов имеет очень большое значение для определения структуры. Каждому минералу присуща своя кристаллографическая форма; в магматических горных породах она может быть выражена по-разному, что зависит от ряда причин.

Надо сказать, что по степени совершенства развитых граней

минералы горных пород делятся на три группы: 1) идиоморфные, имеющие форму кристаллов с хорошо выраженными гранями; 2) гипидиоморфные, обладающие хорошо выраженными формами по отношению к некоторым минералам и, наоборот, полностью ксеноморфные по отношению к другим; 3) аллотриоморфные, или ксеноморфные, не обладающие собствен-

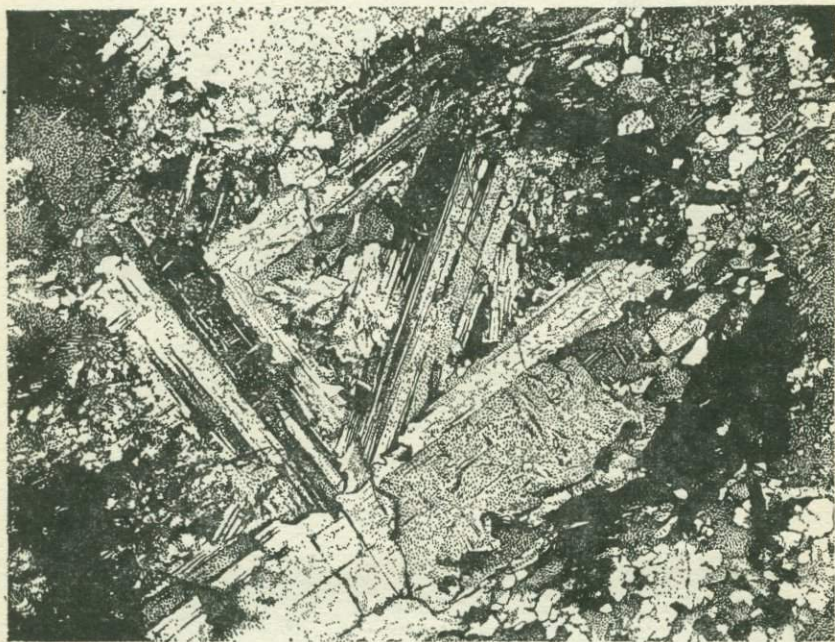


Рис. 6. Порфировая структура в габбро-порфирите с полнокристаллической основной массой. Центральный Казахстан. Ув. 30; николи +

ными формами, а выполняющие пространство между кристаллами других минералов.

Если все минералы в породе обладают идиоморфизмом, то такую структуру называют панидиоморфнозернистой; если все минералы, слагающие породу, аллотриоморфны (ксеноморфны), то структура будет аллотриоморфнозернистая. Следует отметить, что главным фактором, влияющим на степень идиоморфизма минералов в породе, является последовательность их выделения в процессе кристаллизации. Поэтому очень многие магматические породы обладают гипидиоморфнозернистой структурой, появление которой обусловлено последовательностью выделения минералов в процессе кристаллизации. Широко распространена гипидиоморфно-

зернистая структура в гранитоидах, где наибольшим идиоморфизмом обладает обычно плагиоклаз (рис. 8).

Чем же обусловлен порядок выделения минералов в магматических породах? При изучении структур пород под микроскопом многие исследователи пытались установить общий закон (правило), определяющий последовательность выделения минералов. Так, Г. Розенбушем было установлено, что наиболее ранними выделениями из кристаллизующейся магмы являются



Рис. 7. Порфировая структура в оливиновом базальте с полукристаллической основной массой. Закарпатье. Ув. 20; при одном никеле.

аксессуары минералы. Вслед за ними формируются темноцветные силикаты в такой последовательности: оливин — ромбические пироксены — моноклинные пироксены — амфиболы — биотит. Затем кристаллизуются плагиоклазы в порядке убывающей основности, после них — калиевые полевые шпаты, и заканчивается кристаллизация магмы выделением свободной кремнекислоты. Эта закономерность была названа правилом Розенбуша.

Когда этот закон устанавливался, единственным признаком порядка выделения считался относительный идиоморфизм минералов. Но и тогда уже были отмечены некоторые исключения из этого правила. Например, не подтверждает этот закон сидеронитовая структура в ультраосновных породах, в которой кристаллы оливина и пироксенов зацементированы ксеноморфными выделениями магнетита. Но главное исключение из правила

Розенбуша офитовая, или диабазовая, структура, широко развитая в габброидах, где плагиоклаз обладает резким идиоморфизмом по отношению к моноклинному пироксену.

В последующие годы накопился огромный фактический материал, обоснованный частично экспериментальными данными, по так называемой кристаллизационной способности минералов. Многие минералы, особенно кристаллизующиеся из магма-

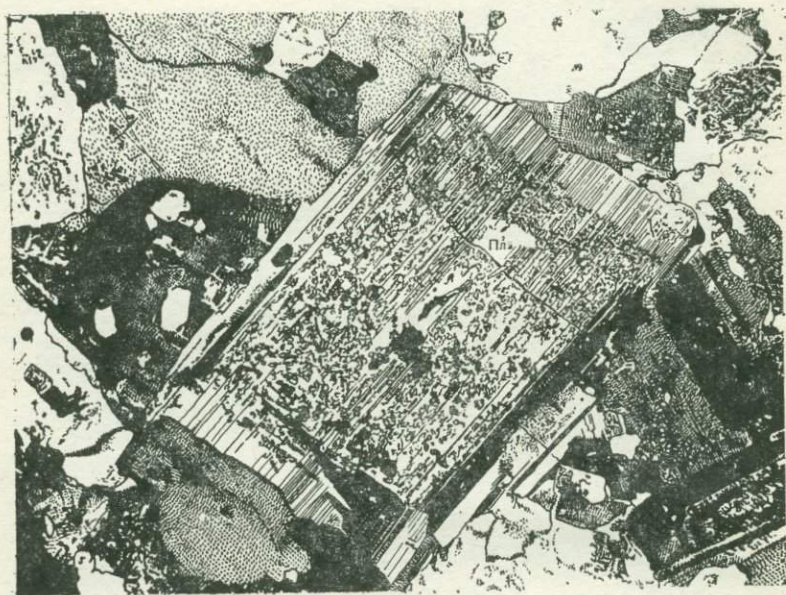


Рис. 8. Гипидиоморфнозернистая структура в граните. Центральный Казахстан. Ув. 46; николи +.

Наибольшим идиоморфизмом обладает плагиоклаз (Пл)

тического расплава, богатого минерализаторами, обладают большой кристаллизационной силой и приобретают идиоморфные грани, даже если они растут не в расплаве, а в массе ранее выделившихся кристаллов. Сюда относится вся группа аксессуарных минералов, в частности апатит, титанит, циркон, рутил, магнетит и др. Эти новые данные позволили более правильно установить момент кристаллизации аксессуарных минералов, которые, как правило, в основном выделяются в конце процесса кристаллизации магматического расплава. В ряде случаев аксессуарные минералы являются вместилищем различных редких компонентов, концентрация которых в конце магматического процесса позволяет наметать переходы к постмагматическим пневматолито-гидротермальным процессам.

На структурные особенности горных пород влияют не только порядок кристаллизации минералов, но и реакционные взаимоотношения минералов с остаточным расплавом, в результате которого возникают различные реакционные структуры обрастания.

И, наконец, особенности структуры горных пород иногда могут быть обусловлены развитием вторичных минералов за счет первичных под влиянием постмагматических растворов.

§ 3. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Горные породы любого типа, в том числе и магматические, образуют в земной коре геологические тела, имеющие определенные размер, форму, взаимоотношения с другими породами, положение в тектонической структуре района, внутреннее строение и характеризующиеся определенной глубиной формирования. Все эти признаки объединяются общим понятием «геологические условия залегания горных пород».

Наиболее разнообразны эти признаки в породах магматических, поскольку магма, проникая из глубин сквозь толщу земной коры, в одних случаях извергается на земную поверхность, в других же — застывает, не достигая ее. В соответствии с этим в геологии, как уже указывалось, применяется деление магматических пород на две группы: интрузивные (иначе плутонические), затвердевающие на той или иной глубине, и эффузивные (вулканические) — продукты извержения магматического материала на поверхность земли (или на морское дно).

Геологические условия залегания интрузивных пород. Внедрение магмы в различные горные породы, слагающие земную кору, приводит к образованию интрузивных тел (называемых также интрузивами, интрузивными массивами, плутонами). Один из главных геологических признаков, по которым их классифицируют, — характер взаимоотношений данного интрузивного массива со структурой вмещающей его толщи. В подавляющем числе случаев такие тела внедряются в слоистые толщи пород, в той или иной степени затронутые складчатостью. В зависимости от того, в какой степени структура вмещающей толщи влияет на форму интрузивных тел, последние делятся на две группы: согласные (конкордантные) интрузивные тела, внедрившиеся между слоями вмещающих пород (форма таких тел зависит от складчатой структуры вмещающей толщи), и несогласные (дискордантные), т. е. те, что прорывают и пересекают слоистые вмещающие толщи и имеют форму, не зависящую от структуры последней.

Выделяются следующие типы согласных массивов:

— лакколиты (рис. 9, а, б) — имеют форму толстых, обычно

выпуклых вверх линз, не нарушающих слоистость вмещающих горных пород;

— лополиты (рис. 9, в) — блюдцеобразные тела, обычно выпуклые вниз, также не нарушающие слоистость вмещающих пород;

— силлы (рис. 9, г) — пластообразные тела, внедрившиеся между пологозалегающими слоями вмещающей толщи;

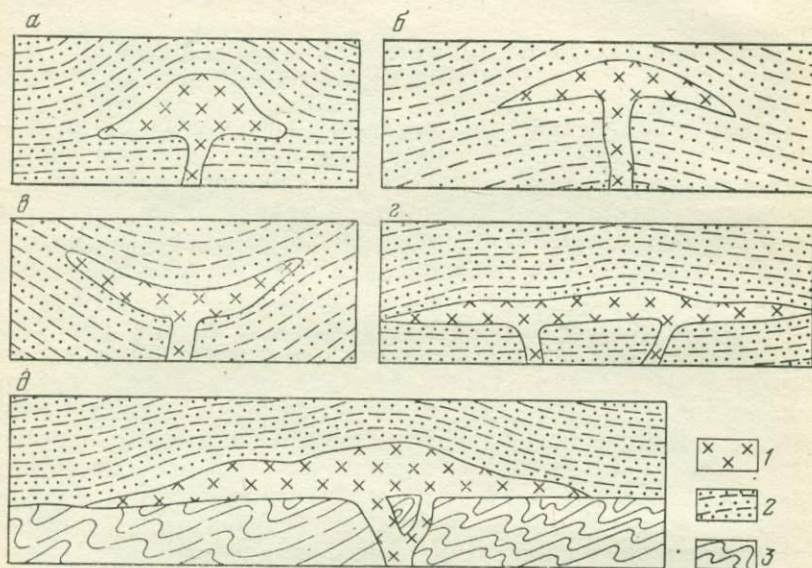


Рис. 9. Согласно интрузивные тела:

а, б — лакколиты, *в* — лополит, *г* — силл, *д* — межформационная интрузия.
 1 — интрузивные породы; 2 — песчано-глинистые отложения; 3 — метаморфические сланцы.

— факолиты — линзовидные тела различной формы, приуроченные к ядрам антиклинальных и синклиналиных складок среди сложно дислоцированных толщ. Одни исследователи считают, что они образовались в ходе складчатости при внедрении магмы в отслаивающиеся участки, по представлениям других, факолиты — это деформированные при складчатости пластовые тела;

— межформационные интрузии (рис. 9, д) — тела грубопластообразной формы, внедрившиеся вдоль поверхности несогласия, разделяющей две формации осадочных пород, из которых нижняя обычно является интенсивно складчатым фундаментом.

Среди несогласных интрузивных тел наиболее распространены следующие морфологические типы:

— штоки (рис. 10, *а*) — тела неправильной формы, грубоизометричные в горизонтальном сечении, прорывающие слои вмещающие толщи;

— дайки или жилы (рис. 10, *б*) — плитообразные, иногда ветвящиеся тела, возникшие в результате заполнения магмой трещинных полостей, пересекающих пласты вмещающих пород.

Протяженность даек обычно измеряется десятками метров, но в некоторых случаях достигает многих километров, средняя мощность их — от сантиметров до десятков метров.

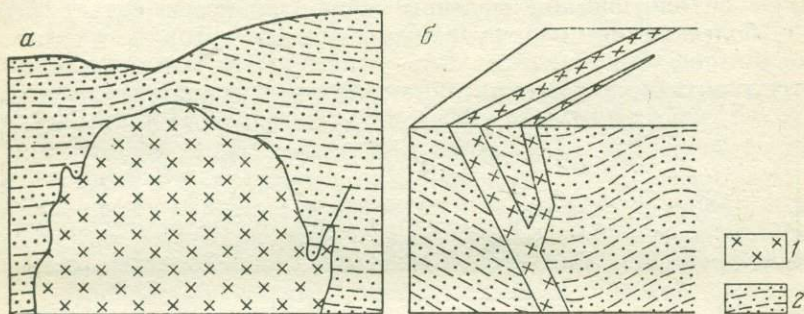


Рис. 10. Несогласные интрузивные тела:

а — штоки; *б* — дайка.

1 — граниты; 2 — песчано-глинистые отложения.

К группе несогласных относятся также интрузивы центрального типа, имеющие в поперечном сечении округлую форму и погружающиеся вертикально, обычно несколько сужаясь с глубиной. Они имеют концентрическизональное строение: иначе говоря, состоят из кольцеобразных в плане концентрических тел, обычно неодинакового петрографического состава, внедряющихся в несколько последовательных этапов.

Как правило, интрузивы имеют относительно умеренные размеры: будучи вскрыты на поверхности, они редко слагают площади более 200 км². Вместе с тем распространены и такие массивы (они сложены гранитами), которые отличаются весьма большими размерами (более 200 км²) и более сложной формой. Они известны под названием батолитов или батолитических тел.

Следует отметить, что понятие «батолит» за последние десятилетия претерпело существенное изменение. Первоначально оно было предложено Р. Дэли (1936 г.) для обозначения несогласных гранитных массивов очень большого размера, простирающихся на весьма большие глубины. Существовало даже мнение, что батолиты, непрерывно расширяясь с глубиной, сливаются там с расплавленным ядром Земли, существование которого предполагалось многими геологами в начале нашего века. В дальнейшем буровыми и геофизическими работами была установлена уплощенная форма ряда батолитических ин-

трузивов и умеренная глубина (несколько километров) образования многих из них. В настоящее время тело весьма крупных размеров «батолит» понимают гранитное тело весьма крупных размеров.

Батолиты, или батолитические интрузивы, имеют более сложное строение, чем интрузивные тела небольшого размера, и редко укладываются в одну из простых форм, описанных выше. Верхняя контактовая поверхность (кровля) батолитического массива часто бывает осложнена куполовидными поднятиями и жилоподобными ответвлениями (апофизами). Нередко батолитические массивы сопровождаются сателлитами, т. е. более мелкими интрузивными телами, которые отходят от

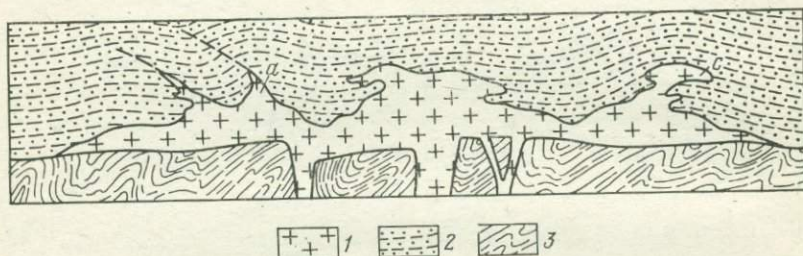


Рис. 11. Схематический разрез батолитического гранитного массива, осложненного апофизами (а) и сателлитами (с).

1 — граниты; 2 — песчано-глинистые отложения; 3 — метаморфические сланцы

главного массива и внедряются в вышележащие горизонты земной коры.

На рис. 11 показано крупное интрузивное тело, внедрившееся вдоль контакта слоистой пологоскладчатой толщи и подстилающего ее фундамента древних интенсивно складчатых пород, которое можно было бы охарактеризовать следующим образом: батолитический массив межформационного залегания, осложненный апофизами и сателлитами и переходящий в породах фундамента в систему секущих трещинных тел.

Следует сказать, что форма интрузивных тел в значительной степени определяется структурными особенностями (слоистость, складчатость, разломы) тех толщ, в которые происходили внедрения, однако немалую роль играл при этом и состав внедрявшейся магмы. В условиях не очень больших глубин кислая магма обнаруживает значительно большую вязкость по сравнению с основной, поэтому при внедрении в слоистые толщи она склонна давать тела утолщенной формы типа лакколитов или несогласные интрузивы, рвущие слоистость, в то время как расплав основного состава обычно образует протяженные межслоевые внедрения, т. е. силлы.

При характеристике интрузивных тел очень важно знать глубину, на которой происходило их формирование. В зависимости от глубины застывания магмы в интрузивных телах про-

являются те или иные особенности строения, которые позволяют судить об условиях их образования (например, мелкозернистые и стекловатые структуры в породах малых глубин формирования). На основании этих признаков были сделаны попытки подразделить интрузивные тела на группы по глубине формирования, иначе называемые фациями. Хотя общепринятой классификации по этому признаку создать пока не удалось, многие геологи пользуются следующим ориентировочным подразделением: интрузивы гипабиссальные — глубина формирования 0,5—5 км, чаще около 2 км; интрузивы абиссальные — глубина формирования более 5 км. Выделяют также приповерхностные интрузивные тела (с глубиной формирования менее 0,5 км), которые обычно бывают тесно связаны с вулканической деятельностью и называются субвулканическими. Более подробная их характеристика приведена ниже, при рассмотрении продуктов вулканизма.

Внутреннее строение интрузивных тел — их следующая важная геологическая особенность — зависит от многих причин (глубины формирования, интенсивности тектонических движений, сопровождавших интрузивный процесс, состава вмещающих пород и ряда других). Интрузивные массивы сравнительно редко бывают вполне однородными. Обычно близ контактов в них заметны признаки влияния окружающей среды, по которым может быть выделена так называемая эндоконтактная зона массива, связанная с его внутренней частью постепенным переходом. Главным признаком эндоконтакта является более мелкозернистая структура пород, как следствие быстрого охлаждения краевых частей массива. Во многих случаях эндоконтактная зона характеризуется также присутствием обломков вмещающих горных пород — ксенолитов, заключенных в интрузивной породе и в различной степени переработанных магматическим расплавом.

Структурные особенности пород эндоконтактной зоны используются как косвенный признак их глубины формирования. Так, приповерхностные (субвулканические) интрузивы затвердевают в эндоконтактных зонах в стекло (так называемое явление закалки*). Интрузивы гипабиссальные и тем более мезоабиссальные уже не обнаруживают таких резких изменений структур в эндоконтактах, в этом случае в последних наблюдается лишь некоторое уменьшение зернистости пород, тем слабее выраженное, чем больше размеры тела. В абиссальных интрузивах каких-либо явлений закалки совсем не наблюдается. Ширина эндоконтактных зон сильно колеблется в зависимости от глубины формирования и размеров интрузива — от нескольких сантиметров до сотен метров.

* По аналогии с термином, применяемым в технике, где закалка означает фиксацию высокотемпературных свойств вещества путем его очень быстрого охлаждения.

Характер процесса внедрения также находит свое выражение в строении интрузивных массивов. При одноактном внедрении магмы строение интрузивного тела относительно простое, однако, если внедрение происходило в несколько этапов, в строении массива наблюдаются прорывание и пересечение одних интрузивных пород другими, отражающие последовательность их внедрения (рис. 12, а, б).

Геологические условия залегания вулканических пород. Главное геологическое отличие вулканических пород от интрузивных заключается в том, что, будучи продуктами изверже-

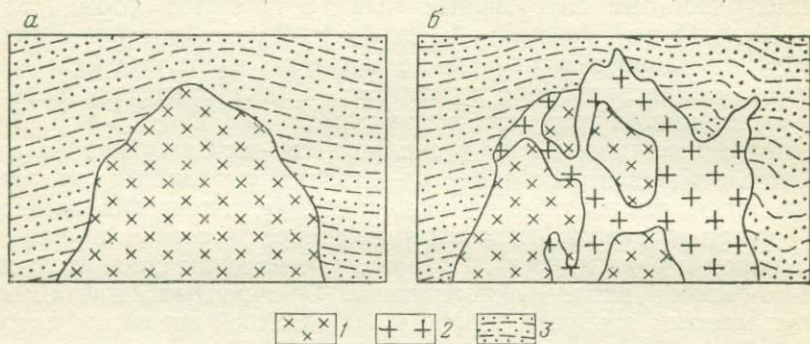


Рис. 12. Пример двукратного (двухфазного) внедрения магмы в интрузивную камеру при формировании штока.

1 — гранодиориты (1-я фаза); 2 — граниты (2-я фаза); 3 — песчано-глинистые отложения

ния магматического материала на земную поверхность, они образуют пластообразные и линзовидные тела, которые в результате многократных извержений образуют толщи грубослоистого строения. Продукты вулканической деятельности покрывают обширные площади, слагая склоны вулканических построек и распространяясь на десятки километров от центров извержений.

В зависимости от характера поступления вулканического материала на дневную поверхность выделяют два типа извержений:

— трещинный, при котором вулканический материал извергается из протяженных разломов в земной коре;

— центральный, при котором продукты вулканизма поступают из центров извержения, обычно представляющих собой вулканические постройки конической формы. Во многих случаях линейное расположение вулканических аппаратов центрального типа позволяет видеть, что они также связаны с глубинными разломами, по которым поступала магма, питавшая извержения.

Обычная форма вулканических сооружений при наземном вулканизме — вулканические конусы. Среди них выделяют ла-

вовые конусы, образовавшиеся при излияниях лав из центрального вулканического аппарата, и эксплозивные конусы, возникшие в результате отложения обломочного материала, выброшенного глубинным взрывом, вокруг кратера. Однако наибольшим распространением и наиболее крупными размерами обладают конические стратовулканы, склоны которых сложены переслаивающимися продуктами излияний (лавами) и вулканических взрывов (туфами и другими пирокластическими породами).

Наиболее распространенными фациями продуктов вулка-

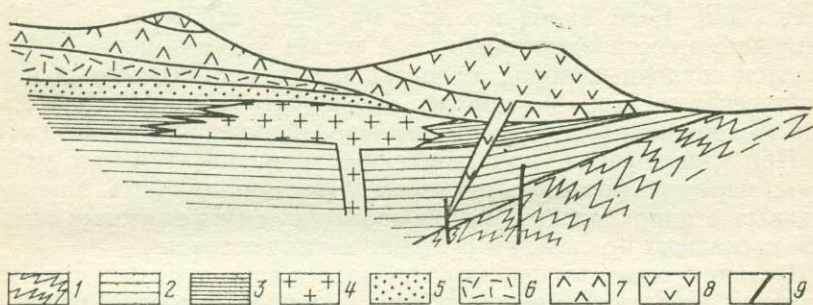


Рис. 13. Горизонты лав среди слоистой толщи неогеновых отложений Выгорлат-Гутинской гряды в Закарпатье [34].

1 — складчатые образования Карпат (метаморфические сланцы); 2 — осадочная толща тортонского и нижней части сарматского ярусов; 3 — осадочная толща нижней и средней частей сарматского яруса; 4 — липариты; 5 — угленосная свита; 6 — эффузивно-туфогенная свита андезитового состава; 7 — андезит-дациты, авгит-гиперстеновые андезиты и их вулканические брекчии; 8 — оливковые базальты, андезит-базальты и их вулканические брекчии; 9 — разрывные нарушения

низма являются лавовая, пирокластическая и субвулканическая. Каждая из них имеет свои особенности залегания.

Породы лавовой фации (эффузивы) залегают в виде потоков и покровов. Потоки имеют вытянутую в плане форму, длина их может достигать десятков километров, покровы же образуют более изометричные поля, достигающие сотен квадратных километров. В разрезах вулканических толщ такие породы выглядят как пластообразные или линзовидные тела мощностью до нескольких десятков метров, нередко не выдержанные по мощности, осложненные раздувами и пережимами (рис. 13), иногда быстро выклинивающиеся.

Породы пирокластической фации (вулканические туфы), состоящие из обломочного материала, выброшенного из вулканических аппаратов при взрывах, слагают пласты и линзы. Заполняя неровности рельефа подстилающих пород, такие пласты, подобно лавам, могут иметь весьма изменчивую мощность, достигающую первых сотен метров. Пирокластические породы очень разнообразны по составу и структуре: в одном разрезе

могут присутствовать как весьма грубообломочные разности с размером обломков в десятки сантиметров, так и породы, зернистость которых неразличима невооруженным глазом.

Значительно влияют на строение вулканических толщ и условия (континентальные или подводные), в которых происходило формирование вулканических пород. В особенности это касается пирокластических пород. При отложении пирокластического материала в водной среде образуются пласты туфов, более выдержанные по простиранью, часто с признаками слоистости благодаря тому, что здесь послойная сортировка материала по размерам частиц гораздо совершеннее, чем в условиях суши. Если вулканический материал отлагался на морском дне, в составе вулканической толщи могут присутствовать прослои осадочных пород, отлагавшиеся в промежутках между извержениями, или же породы смешанного состава, содержащие как вулканический, так и осадочный материал (туффиты).

При извержениях, происходивших в континентальных условиях, нередко формируются кроме того обломочные породы, сходные с пирокластами, но образовавшиеся из грязевых потоков, стекавших по склонам вулканических построек.

Вулканические толщи, формировавшиеся в континентальных условиях, нередко имеют особенно сложное строение разреза в связи с тем, что продукты извержений часто смываются потоками дождевой воды, стекающими по склонам вулканических построек. Схематический характер разреза таких толщ показан на рис. 14, *a—e*.

Породы субвулканической фации образованы теми порциями магмы, которые при вулканическом извержении не смогли прорваться на поверхность и внедрились в слоистые породы приповерхностной зоны земной коры. Обычно они слагают нижние части вулканической толщи, образовавшиеся на более ранних этапах того же вулканического процесса. Эта магма, внедряясь между слоями вмещающих пород, образует пластовые залежи, силлы и лакколиты, а выполняя трещины,— дайки и ветвящиеся жилы. Такие дайки, будучи вскрыты на поверхности, нередко обнаруживают закономерное распределение, фиксируя системы разломов, возникших в процессе вулканизма. При извержениях центрального типа дайки нередко имеют в плане вид концентрических колец, огибающих центры извержений. Сходные условия образования имеют неки — вертикальные тела обычно грубоизометричной, цилиндрической или трубообразной формы, сложенные вулканическим лавовым и обломочным материалом. Они представляют собой каналы, по которым магма при извержениях поступала на поверхность. Некоторые авторы рассматривают породы некков как самостоятельную фацию вулканических образований.

Следует отметить, что химический состав продуктов извержений значительно влияет на морфологию вулканических тел.

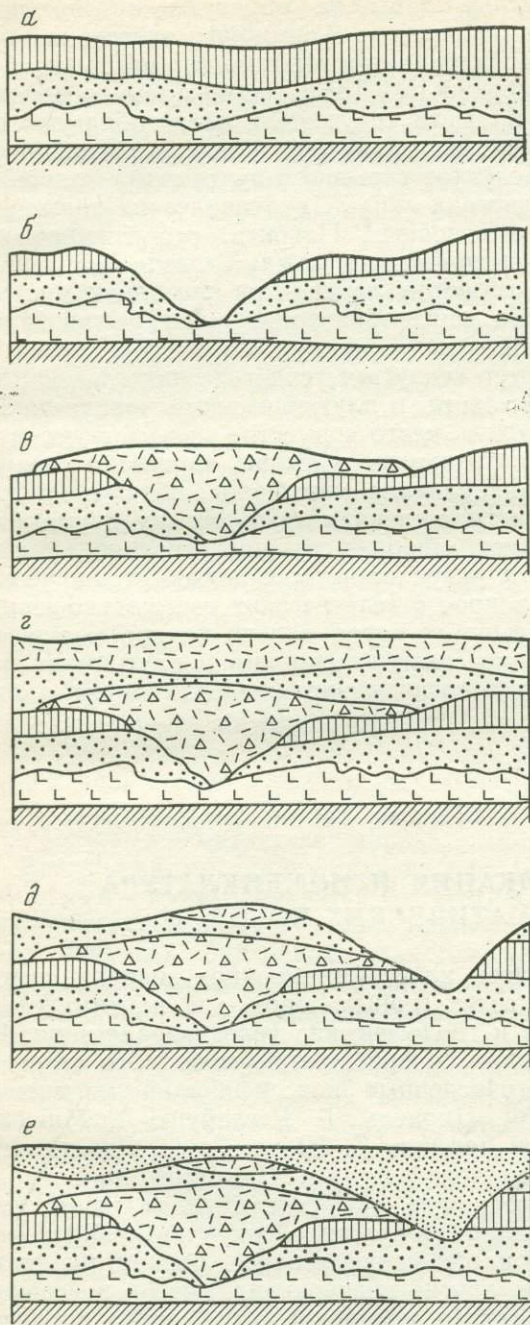


Рис. 14. Схема последовательности формирования пород в разрезе вулканической толщи, образовавшейся в наземных условиях.

1 — эффузивы (лавы); 2 — лавы с обломками вулканических пород; 3, 4 — зернистые туфы (3 — мелкозернистые, 4 — среднезернистые); 5 — лапиллиевые туфы; 6 — вулканические брекчи. Рис. 14 б и д иллюстрируют размыв вулканического материала водными потоками

Так, более вязкие кислые лавы не образуют протяженных «языков» и обширных покровов, а формируют экструзии — куполовидные тела, возникающие при выжимании магмы из глубин на дневную поверхность. Тогда как лавы основного состава, обладающие большей текучестью, часто образуют обширные покровы. Вследствие различной вязкости кислой и основной магмы роль продуктов взрывного вулканизма (пирокластических пород) в разрезах кислых вулканических толщ значительно выше, чем в основных. Наконец, субвулканические тела кислого состава, внедрившиеся между слоями вмещающих пород, имеют чаще всего форму лакколитов или близких к ним тел, основная же магма чаще образует в таких условиях сплошные залежи типа силлов.

В заключение следует коснуться геологических взаимоотношений между вулканическими и плутоническими породами. На геологических картах очень часто совместно присутствуют вулканогенные толщи и интрузивные массивы, причем последние нередко залегают среди вулканических пород, образуя внедрения в них. Тесная пространственная связь между двумя рассматриваемыми группами пород — обычное явление, как и внедрение интрузивов в ранее сформированные вулканические толщи. Тем не менее вопрос о генетических взаимоотношениях вулканических и интрузивных пород далеко не прост: существует проблема выяснения связи вулканизма и плутонизма, которая рассматривается в генетических разделах науки о горных породах.

Глава II

КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Выше уже отмечалось классификационное значение таких особенностей магматических горных пород, как их химический и минеральный состав и геологические условия залегания. На основании этих признаков на протяжении последнего столетия разрабатывались многочисленные классификации магматических горных пород (Ф. Циркель, Г. Розенбуш, А. Мишель-Леви, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, С. Шенд, А. Н. Заварицкий, П. Ниггли, Б. М. Куплетский и др.). При этом по вопросу, какой из указанных признаков следует считать ведущим, долгое время существовали разногласия. Одни ученые были сторонниками построения классификации пород, базирующейся на их химическом составе, другие подчеркивали, что в повседневной геологической практике получение химических анализов далеко не так доступно, как изготовление шлифов, поэтому ра-

циональнее строить классификацию магматических пород на их минеральном составе.

В настоящее время распространены оба вида классификаций магматических образований. Один из них базируется на особенностях минерального состава и характера залегания пород. Подразделение пород по химическому составу в этих классификациях весьма общее. Такой геолого-минералогический характер имеет и классификация, которую предлагают авторы настоящей книги.

Классификации другого вида — петрохимические. Они основаны на результатах математической обработки химических анализов и рассматриваются в специальном разделе науки о горных породах — петрохимии.

Вопрос, какой из двух указанных классификационных принципов эффективнее, в наши дни уже не возникает: классификации того и другого вида, применяясь совместно, дополняют друг друга.

В основу предлагаемой в настоящей работе классификации положена классификация Лаппарана — Лучицкого, дополненная материалами А. Н. Заварицкого [9]. Прежде всего она учитывает минеральный состав пород, но произведена в ней группировка последних и по химическому составу. Так, по содержанию кремнезема породы подразделены на петрохимические группы, уже упоминавшиеся выше при рассмотрении общего химического состава магматических пород, и кроме того в зависимости от роли, которую играют в их составе щелочные металлы, они подразделяются на породы нормального (известково-щелочного) ряда и породы щелочного ряда.

Рассмотрим в общих чертах связь химического и минерального состава магматических пород.

Диаграмма, представленная на рис. 15, показывает, что минеральный состав изменяется от ультраосновных пород к кислым постепенно и закономерно, причем одним из важных классификационных признаков является процентное содержание в породах темноцветных минералов (цветное число). На диаграмме видно, что ультраосновные породы весьма богаты магнием и железом, состоят практически целиком из феррических минералов. От основных пород они отличаются тем, что имеют цветное число 95 % и выше, другими словами, главным отличием основных пород от ультраосновных является присутствие сапидических минералов в их составе в числе главных минералов. Содержание окислов кальция и алюминия здесь резко возрастает, и это находит выражение в том, что светлоцветный минерал представлен основным плагиоклазом. Средние породы отличаются от основных меньшим цветным числом и тем, что плагиоклаз имеет здесь не основной, а средний состав. Наконец, в кислых породах, где содержание магния и железа снижается до минимума, цветное число падает до нескольких процентов.

В то же время кремнезем оказывается в избытке и поэтому в числе главных минералов появляется кварц. Содержание алюминия остается здесь высоким, количество кальция понижается, роль щелочей значительно возрастает. В связи со всем этим плагиоклаз становится кислым и появляется значительное количество калишпата.

Принятое в рассматриваемой классификации подразделение пород на группы по содержанию кремнезема лишь в общих

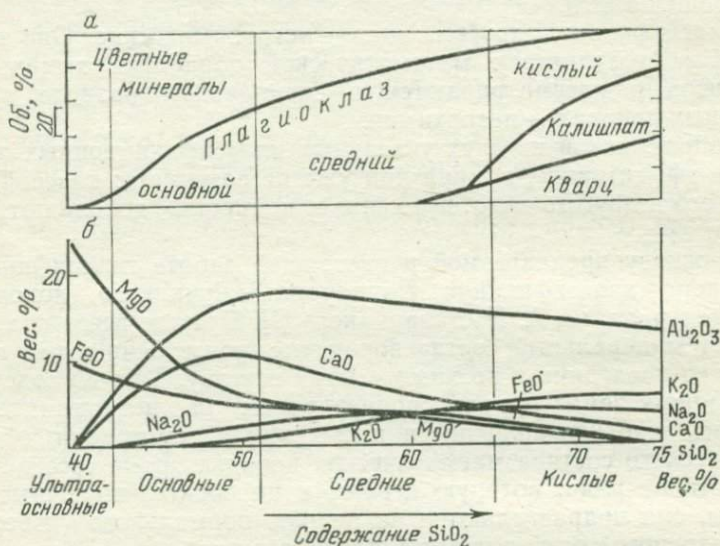


Рис. 15. Диаграмма сопоставления минерального (а) и химического (б) состава магматических пород нормального ряда

чертах соответствует подразделению их на основании минерального состава. В частности, имеется некоторое несоответствие в систематике пород, бедных кремнеземом, при подразделении их на основе цветного числа. Дело в том, что породы, целиком состоящие из пироксенов (пироксениты), должны относиться по содержанию феррических минералов (95—100 %) к ультрабазитам, однако по содержанию кремнезема (около 45 %) их следует относить к основным породам. В современной петрографической литературе поэтому нередко случаи, когда авторы отказываются от деления пород на ультраосновные и основные и вместо этого, основываясь только на минеральном составе, подразделяют их на ультрамафические (цветное число 95 % и более) и мафические (цветное число менее 95 %). Тем не менее в данной работе сохранен тот принцип систематики пород, который по-прежнему наиболее широко употребителен в геологоразведочной практике.

Классификация магматических пород нормального ряда

Группа пород	Содержание SiO_2 , вес. %	Главные минералы	Цветное число, %	Глубинные породы	Излившиеся породы	
					кайнотипные	палеотипные
Ультраосновные	Около 40	Оливины, пироксены, реже амфиболы, еще реже биотит	95—100	Дуниты, перидотиты	Пикриты, кимберлиты	Пикритовые порфириты
Основные	40—52	Основные плагиоклазы, пироксены, оливин, реже амфиболы и биотит	50	Габбро, нориты	Базальты	Базальтовые порфириты, диабазы и диабазовые порфириты
Средние	52—65	Средний плагиоклаз, роговая обманка, пироксены, реже биотит и кварц	35	Диориты	Андезиты	Андезитовые порфириты
Кислые	65—75	Кислый плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит, реже амфиболы и пироксены	10	Граниты	Липариты	Липаритовые порфиры

В табл. 2 приведена классификация пород нормального ряда, в которой нашли отражение их общий химический характер, минеральный состав и условия формирования. По кремнекислотности выделяются четыре группы пород. В пределах каждой группы породы подразделяются на глубинные и излившиеся. Полуглубинные (гипабиссальные) породы не помещены в таблице, так как их общая классификация дана в специальной главе. Излившиеся горные породы разделены на кайнотипные и палеотипные, как это широко принято в нашей стране.

Группа пород по кислотности	Ряд по щелочности			
	Породы нормального ряда	Породы нормального ряда с повышенной щелочностью	Породы щелочного ряда	
			Насыщенные и пересыщенные кремнеземом	Недосыщенные кремнеземом
Ультра-основные	Перидотиты			Щелочные пироксениты
	Габбро-перидотиты			
Основные	Габбро, нобилиты			Щелочные габброиды
	Габбро-диориты	Габбро-сиениты		
Средние	Диориты	Сиенито-диориты	Щелочные сиениты	Фельзитоподобные сиениты
	Кварцевые диориты	Кварцевые сиениты		
Кислые	Гранодиориты	Граносиениты		
	Граниты		Щелочные граниты	

Рис. 16. Схема взаимоотношений главных типов глубинных пород

Следует подчеркнуть, что в таблице приведены лишь главные минералы той или иной группы горных пород. Особенно это касается кайнотипных пород, так как вследствие особых условий формирования они обладают более сложным минеральным составом, представленным часто двумя генерациями одного и того же минерала, и поэтому их более полная характеристика приводится ниже при описании каждой группы. В графе «цветное число» даны цифры, характеризующие мезократовый тип магматических пород той или иной группы.

Надо иметь в виду, что предложенная таблица, как и любая другая, значительно схематизирует многообразие природных явлений. В ней приведены лишь главные типы магматических пород, а непрерывные серии переходных разновидностей, которыми они связаны между собой, не показаны. Главные из этих разновидностей можно видеть на рис. 16.

Переходя к классификации пород щелочного ряда следует остановиться на группе сиенита, которая по химическому и минеральному составу пород служит промежуточным звеном, связывающим два петрохимических ряда — нормальный и щелочной (см. рис. 16). По содержанию кремнезема (52—65 %) к средним породам относятся сиениты и диориты, но первые отличаются повышенным содержанием щелочных металлов, что выражается в значительном количестве калишпата в составе сиенитов. Общие особенности минерального состава пород этой группы следующие: главными минералами из светлоцветных являются калишпат и плагиоклаз, содержание темноцветных минералов в мезократовых разностях около 15 %. При более детальном рассмотрении минерального и химического состава можно видеть, что породы группы сиенита подразделяются на две ветви — щелочноземельные (нормальные) сиениты и щелочные сиениты.

Щелочноземельные (нормальные) сиениты, излившимися аналогами которых являются трахиты и трахитовые порфиры, содержат в качестве главных минералов калишпат, средний или кислый плагиоклаз, роговую обманку, реже пироксены и биотит.

Щелочные сиениты содержат больше щелочей, в частности натрия, что нашло выражение в особенностях минерального состава: темноцветные минералы здесь щелочные, а плагиоклаз представлен альбитом. В соответствии с этим в классификации сиениты рассматриваются как породы нормального ряда, но имеющие повышенную щелочность, а щелочные сиениты относятся к щелочному ряду (табл. 3).

В породах щелочного ряда, как это видно из рис. 16 и табл. 3, присутствуют представители всех петрохимических групп по кислотности — от ультраосновных (щелочные пироксениты) до кислых (щелочные граниты). Все они отличаются повышенным содержанием щелочных металлов (главным образом натрия). Особенностью всех пород рассматриваемого ряда является присутствие щелочных темноцветных минералов. Полевые шпаты здесь, как правило, щелочные (ортоклаз, альбит, анортоклаз); средние и основные плагиоклазы сравнительно редки.

Заметное влияние на минеральный состав пород щелочного ряда оказывает степень насыщения их кремнеземом; по этому признаку они подразделяются на пересыщенные, насыщенные и недосыщенные. Первые представлены щелочными гранитами, вторые — щелочными сиенитами, а третьи, известные под общим названием ультращелочные породы, имеют один объединяющий их признак — присутствие фельдшпатоидов (нефелин, лейцит) в числе главных минералов. Эти породы иногда называют также фойдовыми. Среди них выделяют: средние по кремнекислотности породы — фельдшпатоидные (нефелиновые, лейцитовые) сиениты; основные щелочные породы — щелочные

Классификация магматических пород щелочного ряда

Группа пород и содержание SiO_2 , %	Насыщенность SiO_2	Главные минералы	Цветное число, %	Глубинные породы	Излившиеся породы	
					кайнотипные	палеотипные
Ультраосновные (40 %)	Недосыщенные	Нефелин, щелочной пироксен	95—100	Щелочные пироксениты		
Основные (40—52 %)		Нефелин, лейцит, основной плагиоклаз, щелочные пироксены и амфиболы	50	Щелочные габброиды	Щелочные базальтоиды	Неизвестны
		Нефелин, лейцит, калишпат, альбит, щелочные амфиболы и пироксены, лепидомелан	15	Фельдшпатовидные сиениты	Фонолиты	Фонолитовые порфиры
Средние (52—65 %)	Насыщенные	Калишпат, альбит, щелочные амфиболы и пироксены	15	Щелочные сиениты	Щелочные трахиты	Щелочные трахитовые порфиры
Кислые (65—75 %)	Пересыщенные	Калишпат, альбит, кварц, щелочные амфиболы и пироксены	10	Щелочные граниты	Щелочные липариты (пантеллериты, комендиты)	Щелочные липаритовые порфиры

габброиды, щелочные базальтоиды; ультраосновные щелочные породы — щелочные пироксениты.

Номенклатура (существующая система названий) горных пород складывалась на протяжении ряда десятилетий вполне стихийно, т. е. авторы, вводящие новые названия пород, не руководствовались какими-либо общими правилами. Многие названия отражают то или иное свойство породы (гранит означает «зернистый», трахит — «шероховатый на ощупь»), еще большее их число имеет в основе название местности, где данная порода была описана (дунит, аляскит, липарит). Встречаются названия, отражающие минеральный состав пород (перидотит, пироксенит).

Из очень большого (свыше 1000) числа названий горных пород, появившихся в разное время в литературе, в повседневной геологической практике применяется около 100. Тем не менее их оказывается достаточно для обозначения практически всех типов магматических горных пород, встречаемых в природе, поэтому авторы настоящего учебника сочли необходимым ограничиться общепринятой петрографической номенклатурой.

Глава III

ОПИСАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

А. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ НОРМАЛЬНОГО РЯДА

§ 4. ГРУППА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Ультраосновные горные породы (гипербазиты) имеют сравнительно небольшое распространение на земном шаре и составляют, по данным А. Н. Заварицкого [9], всего 0,4 % от общего объема всех магматических пород.

Глубинные породы

Минеральный состав

Особенностью ультраосновных пород является то, что светлоцветные минералы в них никогда не бывают в числе главных, т. е. это породы бесполовешпатовые (табл. 4).

Главные минералы этих пород — оливин, ромбический и моноклинный пироксены. Роговая обманка и биотит присутствуют гораздо реже и лишь в некоторых разновидностях пород приобретают значение главных минералов. Чаще же они относятся к второстепенным, в числе последних может быть также основной плагиоклаз. Цветное число 95—100 %. Конкретные предста-

Породообразующие минералы ультраосновных пород

Группа минералов	Минералы	
	первичные	вторичные
Главные	Оливин Ромбический пироксен Моноклинный пироксен	Серпентин Магнетит Тальк Серпентин Тальк Актинолит Хлорит
Второстепенные	Роговая обманка Биотит Основной плагиоклаз	Актинолит Хлорит Агрегат соссюрита
Акцессорные	Магнетит Хромит Шпинель (пикотит, плеонаст) Сульфиды никеля	

вители гипербазитов далеко не всегда содержат все приведенные в таблице главные минералы и нередко являются мономинеральными.

Макроскопически ультраосновные породы окрашены в темные цвета: зеленовато-серые, иногда почти черные. Наиболее светлой окраской обладают чисто оливиновые породы, которые имеют бутылочно-зеленый цвет; будучи изменены процессом серпентинизации, они приобретают более темную зеленовато-черную окраску.

Под микроскопом оливин обычно имеет вид округлых зерен, реже встречается в виде идиоморфных кристаллов. По своему составу он магнезиален, обычно содержит 10—12 мол. % железистого компонента. Часто бывает нацело замещен вторичными минералами, обычно из группы серпентина. Первоначально серпентин замещает кристаллы оливина вдоль трещин, образуя сеть прожилков, которые имеют вид петель, огибающих участки оливина. В пределах этих прожилков (шнуров) развиваются агрегаты поперечно-волокнистого серпентина — хризотила, которые растут от границы прожилка навстречу друг другу. В центральной части такого прожилка-шнура нередко тянутся в виде цепочки мелкие зерна и тонкая пыль магнетита, образовавшегося за счет железа, которое содержалось в оливине и освободилось при замещении его серпентином. При дальнейшем развитии процесса оливин остается только в виде реликтовых

округлых участков внутри массы серпентина (рис. 17). Лишь потому, что группы таких реликтов гаснут в скрещенных николях одновременно, можно заключить, что ранее они принадлежали одному крупному кристаллу. Иногда наблюдается полное исчезновение оливина, при этом реликты последнего внутри пельтель замещаются пластинчатым серпентином — антигоритом. Кроме серпентина по оливины часто образуется тальк, дающий чешуйчатые скопления, но для этого необходим привнос кремнезема.



Рис. 17. Замещение оливина серпентином. Ув. 40; николи +

Ромбический пироксен представлен энстатитом и бронзитом. Часто он замещается серпентином — баститом, который образует пластинчатые гомоосевые псевдоморфозы по ромбическому пироксену. Иногда ромбический пироксен замещается тальком.

Моноклинный пироксен представлен авгитом или диаллагом, иногда хромдиопсидом. Из вторичных минералов по нему образуется актинолит или хлорит.

Амфибол в ультраосновных породах — обычно коричневая, реже зеленовато-бурая роговая обманка, слюда — чаще всего магниальный биотит либо флогопит, окрашенный в красноватый цвет, плагиоклаз — очень основной, обычно битовнит.

Акцессорная шпинель чаще всего представлена бурым пикотитом или зеленым плеонастом.

Подразделение ультраосновных пород по минеральному составу

В зависимости от относительного содержания главных минералов, указанных в табл. 4, ультраосновные породы подразделяются на ряд петрографических типов. Горные породы, состоящие почти целиком из оливина, получили название дунитов. Если в составе их присутствуют оливин и пироксен примерно в одинаковом количестве, породы называются перидотитами. Наконец, ультраосновные породы, почти целиком состоящие из пироксенов, носят название пироксенитов. Между этими петрографическими типами существует множество переходных разновидностей, поэтому отделить их друг от друга резкой границей нельзя.

Поскольку при изучении ультраосновных (как и любых других) пород необходимо знать четкие границы применения того или иного названия, необходимо знать их количественно-минеральный состав. Например, для ультраосновных пород оливин-пироксенового состава Б. М. Куплетским предложена следующая классификационная шкала, основанная на содержании оливина в породе.

Тип пород	Содержание оливина, % от суммы содержаний оливина и пироксена
Дуниты	100—85
Оливиновые перидотиты	85—70
Перидотиты	70—30
Оливиновые пироксениты	30—10
Пироксениты	10—0

Как уже отмечалось, дуниты принадлежат к мономинеральным породам, будучи почти нацело состоящими из оливина, однако они редко полностью лишены пироксенов, которые присутствуют здесь в подчиненных количествах. Характерные второстепенные минералы — магнетит и хромит.

Перидотиты подразделяются на петрографические разновидности в зависимости от характера пироксена, входящего в их состав. Перидотиты, состоящие из оливина и ромбического пироксена, носят название гарцбургитов (иначе их называют саксонитами). Если перидотиты состоят из оливина и моноклинного пироксена, то они называются верлитами. Наконец, лерцолитами называют перидотиты, состоящие из оливина, ромбического и моноклинного пироксенов.

Пироксениты обычно содержат некоторое количество оливина и также подразделяются на петрографические разновидности в зависимости от вида слагающего их пироксена. Так, пироксениты, состоящие из моноклинного пироксена, называют диаллагитами, авгититами и т. д.; пироксениты, состоящие из ромбических пироксенов, могут быть подразделены на гиперстениты, бронзититы и энстатититы. Пироксениты, состоящие из

моноклинного и ромбического пироксенов, называют вебстеритами.

Горнблендиты, состоящие почти целиком из роговой обманки, иногда объединяются в одну группу с пироксенитами по тому признаку, что те и другие — мономинеральные породы, состоящие из метасиликатов магния и железа. В отличие от других ультраосновных пород горнблендиты состоят в основном из гидроксилсодержащего минерала — амфибола. Иногда в них встречается моноклинный пироксен, который имеет характер реликтового минерала, сохранившегося от амфиболлизации. Это дает основание считать, что по крайней мере часть горнблендитов представляет собой результат метасоматического изменения пироксенитов с замещением пироксена роговой обманкой.

В случае присутствия в ультраосновных породах среди главных минералов роговой обманки и биотита образуют поясняющее сложное слово (прилагательное) по следующему принципу: на первом месте стоит минерал, которого меньше, на последнем месте, которого больше. Так, например, если в лерцолите присутствуют роговая обманка в количестве 10 % и биотит в количестве 5 %, то такую породу следует называть биотит-роговообманковым лерцолитом.

Как уже указывалось, дуниты и перидотиты редко встречаются в неизмененном виде, в большинстве случаев они нацело серпентинизированы и превращены в породы, получившие название серпентинитов.

Изучением форм проявления и причин серпентинизации ультраосновных пород занимались многие исследователи. Все они подчеркивали одну из главных особенностей серпентинитов — большое содержание в них воды. Было установлено, что серпентиниты не являются продуктом выветривания гипербазитов, а образовались в результате воздействия на ультраосновные породы гидротермальных растворов. Что же касается взглядов на природу этих растворов, то, по мнению одних исследователей [20, 46], они поступали из ультраосновной магмы и обусловили автометаморфизм гипербазитов еще в процессе их кристаллизации, другие же авторы связывали эти растворы с гранитными интрузиями, более молодыми, чем массивы ультраосновных пород [9, 17]. Более поздние исследования показали, что в образовании серпентинитов нередко участвуют оба указанных процесса: первая фаза серпентинизации является автометаморфической, а вторая, связанная с воздействием растворов из кислых интрузий, аллометаморфической.

Текстура и структура

Текстура ультраосновных пород массивная, иногда полосчатая или такситовая вследствие неравномерного распределения оливина, пироксенов и рудных минералов.

Структура их обычно средне- или мелкозернистая, реже крупнозернистая. По форме и соотношению составных частей структуры довольно разнообразны. Мономинеральные разновидности ультраосновных пород чаще всего обладают одинаковой степенью идиоморфизма всех минеральных выделений и им свойственны два типа структур: панидиоморфнозернистая, при которой все минералы обладают идиоморфизмом

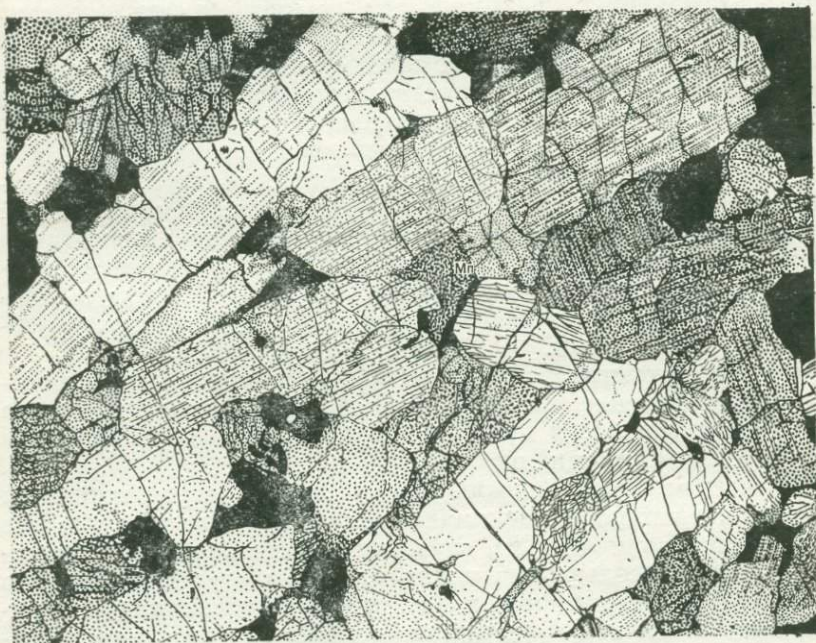


Рис. 18. Панидиоморфнозернистая структура в бронзитите.

Ув. 40; николи +

В узких интерстициях между призматическими кристаллами бронзита видны цементирующие их выделения моноклинного пироксена (Mn)

(рис. 18), и паналлотриоморфнозернистая, когда все выделения минералов ксеноморфны. Если выделения минералов различны по величине, вместо приставки «пан» употребляется приставка «гетеро», что означает «неравномерно», например гетероидиоморфнозернистая структура. В ультраосновных породах часто наблюдаются также структуры цементации. Если идиоморфные кристаллы одного минерала цементируются крупным монокристаллом другого минерала, то такая структура называется пойкилитовой. Так, в перидотитах обнаруживается обычно различная степень идиоморфизма оливина и пироксенов. Чаще всего зерна оливина грубоизометрич-

ной или округленной формы резко идиоморфны по отношению к пироксену, который занимает промежутки между ними, образуя выделения неправильных очертаний. Если пироксен присутствует в достаточном количестве, его крупные монокристаллы целиком включают в себя зерна оливина и целые группы зерен в виде пойкилитовых вростков (рис. 19). В случае, если цементирующим минералом является рудный минерал — хромит или

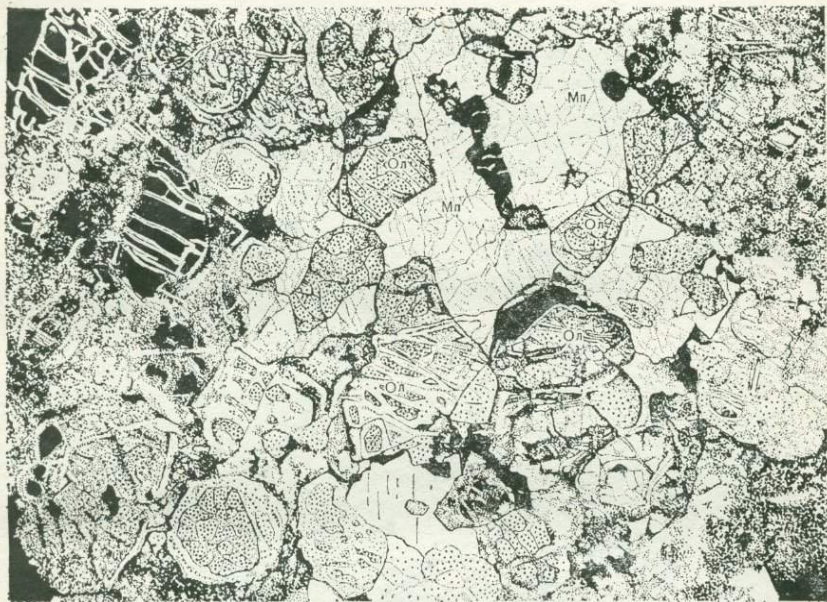


Рис. 19. Пойкилитовая структура в перидотите. Ув. 40; николи +. Характерен резкий идиоморфизм оливина (Ол) по отношению к моноклинному пироксену (Мп)

магнетит, что является особенностью дунитов, такая структура называется сидеронитовой (рис. 20). Сидеронитовая структура встречается помимо дунитов также в пироксенитах.

Химический состав

К ультраосновным относятся породы, наиболее бедные кремнеземом (около 40 вес.%), но очень богатые окисью магния (до 45 вес.%) и окисью железа (до 10—12 вес.%).

Химический состав различных представителей семейства ультраосновных пород приведен в табл. 5.

Данные пересчета (табл. 6) показывают, что ультраосновные породы, лишенные полевых шпатов, содержат в связи с этим

небольшие количества глинозема, кальция и щелочей, о чем свидетельствует малая величина в основной числовой характеристике параметров a и c . Одновременно ультраосновные породы обладают очень большой величиной параметра b , что подтверждает их высокое цветное число. Сравнение параметров дополнительной числовой характеристики показывает обогащенность ультраосновных пород магнием: величина m' колеблется в пределах 65,1—90,5 и лишь в диаллагитах опускается до 40,4. Все

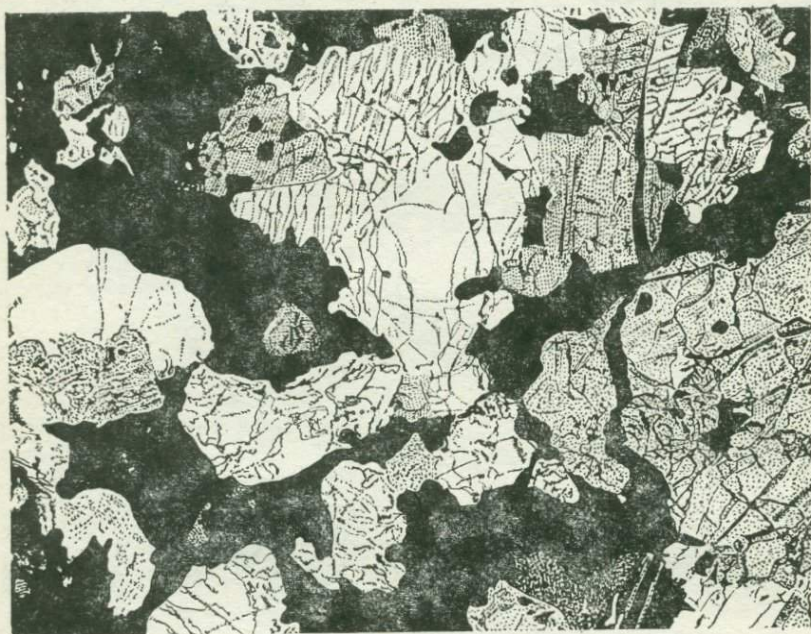


Рис. 20. Сидеронитовая структура в дуните. Ув. 40; николи +.
Зерна оливина сцементированы магнетитом (черное)

ультраосновные породы недосыщены кремнеземом и, следовательно, обладают отрицательной величиной параметра $Q = (17,7—32,2)$.

Геохимической особенностью многих представителей семейства ультраосновных пород является содержание в них хрома, никеля и титана в количествах заметно превышающих средние содержания (кларки) по всем интрузивным породам. Минералогически это выражается в том, что в ультраосновных породах появляются такие характерные минералы, как зеленая хромсодержащая шпинель, хромдиоксид, хромсодержащий гранат, ильменит. Эта особенность имеет большое практическое значение, поскольку перечисленные элементы нередко образуют в ультраосновных породах промышленно-ценные концентрации.

Химический состав ультраосновных пород

Окислы	Номера анализов							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO ₂	40,49	40,65	45,07	43,54	46,93	45,02	41,30	34,73
TiO ₂	0,02	0,11	0,64	0,81	0,97	1,00	0,81	1,62
Al ₂ O ₃	0,86	1,25	5,75	3,99	6,37	4,38	9,43	2,88
Fe ₂ O ₃	2,84	2,53	3,43	2,51	4,08	4,49	5,30	6,10
FeO	5,54	6,15	9,53	9,84	10,85	8,02	8,86	3,13
MnO	0,16	0,18	0,26	0,21	0,20	0,09	0,29	—
MgO	46,32	42,36	22,88	34,02	12,13	19,04	19,94	31,41
CaO	0,70	1,29	7,48	3,46	16,03	16,91	8,01	5,79
Na ₂ O	0,10	0,29	1,14	0,56	0,82	0,36	1,20	0,33
K ₂ O	0,04	0,13	0,57	0,25	0,49	0,27	0,39	1,17
H ₂ O	2,88	5,02	3,10	0,76	1,01	0,42	4,27	9,20
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,15	0,05	0,12	—	0,20	3,64 *
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

* Включая 1,06% P₂O₅ и 2,58% CO₂.

I — дунит; II — гарцбургит; III — верлит; IV — перидотиты, среднее из 23 анализов; V — диаллагит; VI — пироксениты, среднее из 8 анализов; VII — пикрит; VIII — кимберлит.

Анализы I, II, III, V, VII, VIII, по Р. Дэли [5]. Анализы IV и VI, по С. Нокколдсу [47].

Таблица 6

Результаты пересчета химических анализов ультраосновных пород по методу А. Н. Заварицкого [8]

Номера анализов*	Числовые характеристики									
	a	c	b	s	n	f'	m'	c'	Q	a : c
I	0,2	0,4	65,1	34,3	100,0	9,0	90,5	0,5	-32,3	0,5
II	0,6	0,3	63,2	35,9	83,3	10,0	88,6	1,4	-29,1	2,0
III	2,8	1,9	50,4	44,9	75,0	20,9	67,1	12,0	-17,7	1,5
IV	1,3	1,5	57,2	4,0	75,0	16,4	80,4	3,2	-24,1	0,9
V	2,2	2,8	46,1	48,9	72,2	27,3	40,4	32,3	-9,4	0,8
VI	0,9	2,0	53,1	44,0	62,5	19,6	51,4	29,0	-15,7	0,5
VII	2,9	4,4	48,5	44,2	82,6	25,2	65,1	9,7	-21,8	0,7
VIII	2,2	0,6	60,8	36,4	27,8	11,9	78,7	9,4	-32,2	3,7

* Номера анализов соответствуют приведенным в табл. 5.

Морфология тел гипербазитового состава и геологические особенности их залегания

Охарактеризованные выше петрографические типы ультраосновных пород, включая переходные разновидности, обычно встречаются в природе в тесной связи, слагая одни и те же массивы. Размеры этих тел различны, от нескольких до десятков километров, а зоны гипербазитовых интрузивов могут вытягиваться даже на сотни километров. Следует сказать, что по условиям формирования и геологическим особенностям залегания ультраосновные породы, образовавшиеся в геосинклинальных зонах земной коры и на платформах, несколько различаются между собой.

Гипербазиты геосинклинальных зон внедрялись в смятые и метаморфизованные толщи, причем путями проникновения магмы из глубин служили крупные разломы. Внедряясь в зоны активного тектогенеза, где развивались крупные складки и разрывные нарушения, ультраосновные интрузии подчинялись этим нарушениям, определявшим их форму и размещение в пространстве. Этим и объясняется то, что массивы такого рода обычно залегают в виде тел, согласных со складчатыми структурами вмещающих толщ или приуроченных к межформационным поверхностям, разделяющим структурные этажи. Нередко они выполяют полости крупных разломов.

Поскольку массивы приурочены к линейно вытянутым структурам, складчатым или разрывным, форма их в плане также обычно вытянута. По той же причине нередко такие интрузии вытягиваются в линии, образуя зоны или пояса ультраосновных пород, как правило серпентинизированных. Такие «змеевиковые пояса» известны во многих регионах, причем некоторые из них прослеживаются на расстоянии в сотни километров (рис. 21).

Ультраосновные породы в интрузивах описанного типа нередко наблюдаются в тесной ассоциации с габброидами и могут слагать совместно с ними крупные так называемые габбро-перидотитовые массивы. Ультраосновные породы образуют обособления среди габброидов, причем последние обычно преобладают. В некоторых массивах существуют постепенные переходы между гипербазитами и габброидами, в других же наблюдаются признаки несколько более раннего формирования ультраосновных пород по отношению к окружающим их габброидам. Это следствие того, что многие габбро-перидотитовые массивы представляют собой результат многоэтапного интрузивного процесса, который начинался с внедрения гипербазитов и основных пород, а заканчивался внедрением более кислых пород вплоть до плагиогранитов (рис. 22). Такие габбро-перидотитовые массивы достигают крупных размеров. В частности, они прослеживаются почти на всем протяжении восточного склона Урала.

Поскольку породы, входящие в состав этой формации, слагают вытянутые зоны, они известны в литературе под названием офиолитовых поясов, которые своим присутствием достаточно ясно указывают на положение древних областей прогибания и складкообразования.

Ю. А. Кузнецов [19] предлагает выделять для геосинклинальных зон две формации: гипербазитовую и габбро-пироксенит-

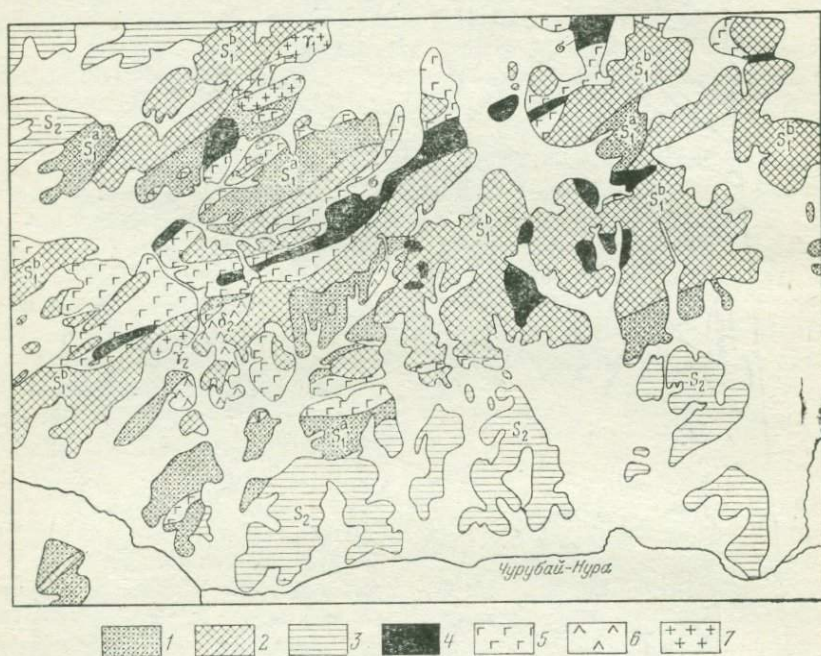


Рис. 22. Габбро-перидотитовый массив гор Тектурмас, Центральный Казахстан. По И. Ф. Трусовой.

1 — основные лавы и их пирокласты (карамурунская свита); 2 — яшмы и яшмо-кварциты (тектурмасская свита); 3 — сарыкульская свита; 4 — серпентиниты; 5 — габбро; 6 — габбро-диабазы; 7 — плагнограниты

дунитовую. В последней формации ультраосновные породы имеют подчиненное значение.

В Советском Союзе наиболее значительные интрузивы ультраосновного состава, приуроченные к складчатым зонам и имеющие вытянутую в плане форму, известны на Урале (меридиональная полоса габбро-перидотитовых интрузивов вдоль его восточного склона), в Центральном Казахстане, в Саянах, на Кавказе (бассейн р. Лабы, район оз. Севан).

В платформенных областях гипербазиты встречаются в виде пластообразных залежей в придонных частях крупных уплощенных интрузивных тел — лополитов, сложенных норитами и габ-

бро-норитами. Примерами интрузивов платформенного типа, в строении которых участвуют гипербазиты, в нашей стране могут служить массивы Мончетундры на Кольском полуострове и Норильский массив в бассейне Енисея. К числу наиболее крупных массивов за рубежом относятся тела южноафриканского комплекса норитов и перидотитов, змеевиковый массив горы Дун в Новой Зеландии, змеевиковый пояс, протягивающийся через Гватемалу, Кубу и Пуэрто-Рико.

В последние годы интенсивно изучается особый тип ультраосновных платформенных интрузивов, характеризующийся тем, что в их строении участвуют щелочные породы и карбонатиты с редкоземельной минерализацией. По Ю. А. Кузнецову [19], этот комплекс ультраосновных и щелочных пород образует единую магматическую формацию.

Полезные ископаемые

Как было указано выше, содержание некоторых акцессорных минералов ультраосновных пород на отдельных участках резко возрастает: образуются сплошные шпироподобные обособления, которые в случае достаточных их размеров приобретают практическую ценность и разрабатываются как рудные тела. Таков генезис месторождений хромита на Среднем и Северном Урале, где рудные тела залегают в дунитах. С дунитами связаны также месторождения самородной платины.

К ультраосновным породам приурочены крупные месторождения никеля, который присутствует в них (в цветных силикатах) в рассеянном состоянии, зато в зоне выветривания концентрация никеля достигает значительных размеров и он переходит в гидросиликатные соединения. Таким путем сформировалась обогащенная никелем кора выветривания серпентинизированных гипербазитов, разрабатываемых на месторождениях Южного Урала. С продуктами метаморфизма ультраосновных пород связаны также месторождения огнеупорного сырья: асбеста, талька и магнезита.

Вулканические породы

Эффузивы ультраосновного состава, сформировавшиеся при излиянии лав на земную поверхность, редко встречаются в природе; несколько более распространены небольшие приповерхностные тела, сложенные породами эффузивного облика, которые по условиям формирования могут рассматриваться как продукты вулканической деятельности.

Примером таких пород могут служить пикриты — гипабиссальные образования, находящиеся в геологической ассоциации с вулканогенными основными породами. Пикриты состоят из оливина и моноклинного пироксена, содержат рудный мине-

рал, иногда небольшое количество основного плагиноклаза. Структура пород часто порфиroidная с мелко- и среднезернистой основной массой. Сильно измененные разности этих пород могут быть названы пикритовыми порфиритами.

Вполне эффузивный облик имеют меймечиты — продукт излияния ультраосновных лав; они встречены в ассоциации с ультраосновными интрузиями в Сибири (р. Меймеча). Это породы порфиroidной структуры, состоящие из вкрапленников серпентинизированного оливина и полукристаллической основной массы, в которой обычно присутствуют кроме вулканического стекла (также серпентинизированного) магнетит и микролиты моноклининого пироксена.

Особо следует сказать о кимберлитах, своеобразных ультраосновных породах, рассматриваемых как продукт вулканической деятельности. Будучи сходны с другими бесполовошпатовыми ультраосновными породами главными чертами химического и минерального состава, они обладают в то же время такими особенностями химизма, условий залегания и способа образования, которые позволяют включать их в семейство перидотитов лишь с известными оговорками.

Эти породы впервые были установлены в районе г. Кимберли (Южная Африка), откуда и получили свое название. Африканские кимберлиты детально изучались и неоднократно описывались в литературе вследствие не только их геолого-петрографического своеобразия, но и их связи с крупными месторождениями алмазов. В 1954—1955 гг. в нашей стране была установлена и стала интенсивно изучаться обширная область развития кимберлитов — бассейн р. Вилюя в Восточной Сибири, что привело к открытию ряда месторождений алмазов.

Петрографический характер кимберлитов сложен. Обычно это зеленовато-серые, голубовато-серые и буроватые породы, пятнистые благодаря неоднородной обломочной текстуре. По петрографическим особенностям они ближе всего к туфам и туфобрекчиям пикритового состава. Обломки, имеющие округлую, угловатую или неправильную форму, преимущественно представлены ультраосновными породами эффузивного облика типа пикритов, зернами оливина, реже моноклининого пироксена, метаморфическими сланцами и другими породами из глубокозалегающих толщ, прорванных кимберлитами. Цементирующий материал состоит в основном из серпентина и карбоната. Характерными минералами кимберлитов, обычно включенными в карбонато-серпентиновую массу, являются пироп, флогопит, перовскит, магнезиальный ильменит и магнетит.

Пикритовые порфириты в обломках кимберлитовой брекчии содержат вкрапленники оливина, заключенные в серпентинизированной и карбонатизированной основной массе, которая иногда сохраняет следы первичной флюидальной текстуры, а также признаки первичномикролитового строения (призматические кон-

туры микролитов пироксена). Повсеместной особенностью кимберлитов является их сильная измененность (серпентинизация, карбонатизация), интенсивность которой нередко убывает с глубиной. Кристаллы алмаза, источником которых являются кимберлиты, заключены в виде вкрапленности как в обломках пикритовых порфиритов, так и в цементирующей их массе.

Тела кимберлитов, называемые обычно трубками, действительно образовались в результате выполнения брекчиевидным ультраосновным материалом трубчатых полостей (диатрем) в более древних породах. Нередко их называют трубками взрыва. Они имеют в плане округлую, грубоизометричную или неправильную форму с размером поперечника от десятков до нескольких сот метров, изредка до километра. Несколько сужаясь, трубки взрыва продолжают отвесно падать на значительную глубину и там переходят в систему дайкоподобных тел. Подобные трубки приурочены к древним докембрийским платформам, где их формирование контролировалось крупными разломами в кристаллическом фундаменте. В бассейне Вилюя ими прорваны карбонатные отложения ордовика и лежащие на них толщи диабазов (траппов) пермского возраста.

Содержащиеся в кимберлитах обломки ультраосновных пород типа пироповых перидотитов представляют собой, по-видимому, вещество верхней мантии, поднятое из глубины при образовании трубок взрыва.

Указанные выше геолого-петрографические особенности кимберлитов свидетельствуют о том, что их образование было следствием вулканической деятельности взрывного характера. Особенностью вещественного состава кимберлитов, отличающей их от типичных ультраосновных пород, является более значительное содержание в них алюминия и калия, выражающееся в присутствии слюды (см. табл. 5 и 6). Последнее обстоятельство несколько сближает их с ультраосновными щелочными породами.

§ 5. ГРУППА ОСНОВНЫХ ПОРОД (ГРУППА ГАББРО — БАЗАЛЬТА)

Магматические породы основного состава резко преобладают среди эффузивов, тогда как среди интрузивных образований их роль незначительна. Так, по данным С. П. Соловьева [31], на территории СССР среди интрузивов основные породы занимают всего около 4 % слагаемой ими площади. Эффузивы же основного состава примерно в 5 раз превышают по объему все остальные излившиеся горные породы. По Р. Дэли [5], основные эффузивы на территории Северной Америки составляют 45 % от всех магматических горных пород; для СССР, по А. Н. Заварицкому [9], эта величина 35,1 %.

Интрузивные породы основного состава обозначаются собирательным термином «габброиды». Кайнотипные эффузивы

основного состава носят название базальтов, а их палеотипные аналоги — базальтовых порфиритов, диабазов и диабазовых порфиритов.

Глубинные породы (габброиды)

Минеральный состав

Как видно из табл. 7, важнейшим отличием габброидов от гипербазитов по минеральному составу является то, что в них в числе главных минералов появляется светлоцветный компонент, представленный основным плагиоклазом, содержание которого составляет в среднем половину объема породы. Обычными главными минералами в составе этих пород являются также моноклинные и ромбические пироксены. Реже в числе главных

Таблица 7

Породообразующие минералы габброидов

Группа минералов	Минералы	
	первичные	вторичные
Главные	Плагиоклаз основной Моноклинный пироксен Ромбический пироксен	Агрегат сосюрита Актинолит, хлорит Серпентин, тальк
Второстепенные	Оливин Роговая обманка Биотит Кварц	Серпентин Тальк Актинолит Хлорит
Акцессорные	Апатит Магнетит Титаномагнетит Хромит Шпинель	

минералов встречается оливин. Роговая обманка и биотит — типичные второстепенные минералы габброидов, хотя в некоторых их разновидностях они входят в число главных. В разновидностях габброидов, приближающихся по составу к породам ультраосновной группы, появляется оливин, а к породам кислой группы — кварц.

Количество цветных минералов в основных породах составляет в среднем 50 % их объема (мезократовый тип).

Макроскопически габброиды — это породы темно-серого цвета с зеленоватым оттенком, лишь в меланократовых, бедных

плагноклазом разностях они имеют почти черный цвет. При интенсивных вторичных изменениях они приобретают более резко выраженные серо-зеленые и буро-зеленые окраски. В породах с достаточно крупной зернистостью макроскопически обычно различают серые кристаллы плагноклаза и зеленовато-черные выделения цветных минералов.

Под микроскопом устанавливаются следующие особенности состава минералов в габброидах. Плагноклаз обычно представлен лабрадором № 50—70. В редких случаях кристаллы его зональные, причем их внутренняя часть может достигать состава битовнита № 70—80, а периферические зоны отвечают кислому лабрадору и иногда андезину. Основной плагноклаз габброидов часто замещается вторичным тонкозернистым агрегатом соссюрита. Главными составными частями последнего являются альбит и минерал из группы эпидота, который замещает анортитовую составляющую плагноклаза. Дополнительно в агрегате соссюрита могут присутствовать такие минералы, как кальцит, серицит, хлорит, пренит и др.

Моноклинный пироксен представлен диопсидом или авгитом, часто с диаллаговой отдельностью; реже встречается бурый титанистый авгит. Из второстепенных минералов по моноклинному пироксену развиваются актинолит и хлорит. Если волокнистый актинолит образует гомоосевые псевдоморфозы по кристаллам моноклинного пироксена, то он называется уралитом, а процесс замещения уралитизацией. Ромбический пироксен в габброидах представлен обычно железистым бронзитом либо гиперстеном. Замещаются они серпентином; последний нередко образует гомоосевые псевдоморфозы по их кристаллам и называется в таких случаях баститом.

Оливин имеет умеренную железистость и замещается, как и в ультраосновных горных породах, серпентином. Роговая обманка представлена преимущественно бурой или зеленовато-бурой разновидностью.

Подразделение габброидов по минеральному составу

По минеральному составу в семействе габброидов можно выделить следующие главные петрографические типы: габбро (основной плагноклаз и моноклинный пироксен), нориты (основной плагноклаз и ромбический пироксен), габбро-нориты (основной плагноклаз, моноклинный пироксен и ромбический пироксен). Если среди главных минералов присутствует также оливин, породы называются соответственно оливиновыми габбро, оливиновыми норитами и оливиновыми габбро-норитами.

Сравнительно мало распространены роговообманковые габбро, где роговая обманка обычно присутствует совместно с моноклинным пироксеном или является иногда единственным цветным минералом. Встречаются кварцевые габбро, отклоняю-

щиеся от нормального типа габбро в сторону повышенной кислотности.

Троктолитами (форелленштейнами) называются габброиды, в которых из цветных минералов присутствует только оливин. Троктолиты содержат основной плагиоклаз и оливин примерно в равных количествах. В качестве второстепенных минералов встречаются ромбические и моноклинные пироксены.

Меланократовые разности габброидов, в которых содержание цветных минералов превышает 75 %, по существу являются переходными от основных пород к ультраосновным, примером чего могут служить габбро-перидотиты.

К лейкократовой ветви габброидов принадлежат породы, в которых цветной минерал составляет 35 % и менее. Наиболее лейкократовые представители этой ветви, состоящие почти целиком из основного плагиоклаза (лабрадора) и имеющие цветное число менее 15 %, называют лабрадоритами. Следует отметить, что все породы, состоящие почти целиком из плагиоклаза, объединяются под общим названием плагиоклазиты или анортозиты. Поскольку лабрадориты среди них резко преобладают, анортозиты, в том числе и состоящие из среднего плагиоклаза (андезиниты), обычно рассматривают в группе основных пород.

Текстура и структура

Текстура габброидов чаще всего однородная (массивная), но нередко и такситовая (неправильно пятнистая или полосчатая). Неоднородный характер текстуры обычно обусловлен неравномерным распределением цветных минералов и плагиоклаза, которые образуют кучные пятнообразные или полосовидные скопления. Примером могут служить неоднократно описанные в литературе полосатые габбро Урала. Они представлены чередованием лейкократовых полос светло-серого цвета, сложенных в основном лабрадором и отвечающих по составу лейкократовым габбро, с меланократовыми полосами, состоящими в основном из пироксенов и отвечающими по составу меланократовым габбро. Ширина полос от долей сантиметров до первых сантиметров, границы между ними нерезкие.

Структура пород преимущественно среднезернистая, однако в некоторых случаях в зависимости от условий кристаллизации она может быть мелко-, иногда даже микрозернистой и крупнозернистой.

Габбровая структура (рис. 23) характеризуется одинаковым, но довольно слабым идиоморфизмом выделений плагиоклаза и пироксенов: они имеют вид неправильных грубоизометричных зерен или кристаллов с неясным короткопризматическим габитусом.

Офитовая структура отличается от предыдущей тем, что плагиоклазы здесь резко идиоморфны по отношению к пироксенам. Под микроскопом такая порода выглядит как агрегат разнообразно ориентированных сильно удлинённых табличек плагиоклаза, угловатые промежутки между которыми выполнены пироксеном, образующим крупные монокристаллы. При этом таблички плагиоклаза глубоко вдаются в цементирующие их монокристаллы пироксена. Нередко между плагиоклазом

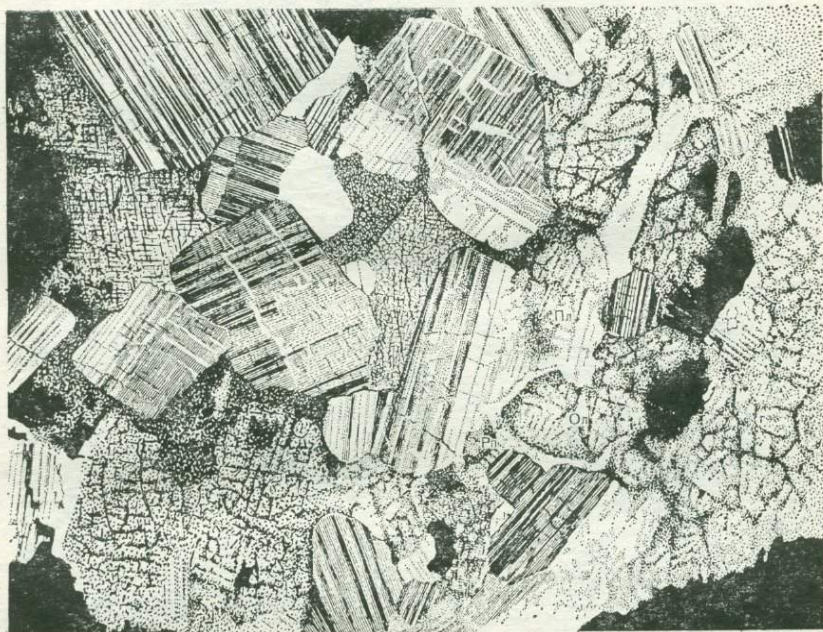


Рис. 23. Габбровая структура в оливиновом габбро-норите. Ув. 30; николи +. Видны реакционные оторочки ромбического пироксена (Рп) вокруг оливина (Ол) на границе с плагиоклазом (Пл)

и пироксеном наблюдаются пойкилитовые соотношения: длинно-таблитчатые кристаллы плагиоклаза целиком заключены в крупных монокристаллах пироксена (образуют в них пойкилитовые вrostки). Структура такого рода может быть названа пойкилоофитовой (рис. 24).

Если в составе габброидов присутствуют два или несколько темноцветных минералов, часто наблюдаются соотношения, когда один из них обрастает другим в виде каемки или венца. Так, например, моноклинный пироксен часто образует каемки вокруг кристаллов ромбического пироксена. В этих случаях минерал, образующий кайму, выделялся из магматического

расплава позднее, чем внутренний кристалл. Структура такого рода называется вендовой или друзитовой (рис. 25).

Структура троктолитов обычно характеризуется тем, что таблитчатые кристаллы плагиоклаза обладают некоторым идиоморфизмом по отношению к неправильным зернам оливина. Обратные соотношения — идиоморфизм короткопризматических

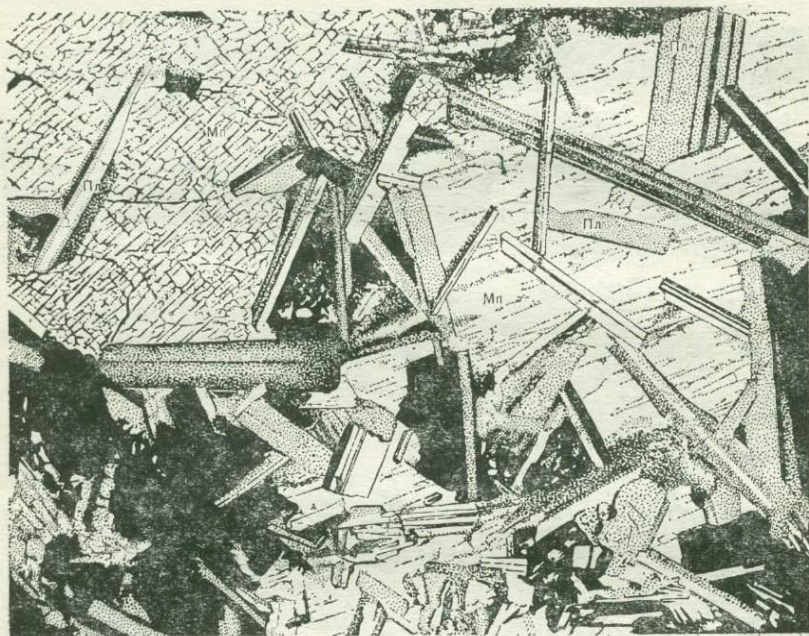


Рис. 24. Пойкилоофитовая структура в габбро. Ув. 30; николи +. Длиннотаблитчатые кристаллы плагиоклаза (Пл) образуют вставки в моноклинном пироксене (Мп)

кристаллов оливина по отношению к плагиоклазу — встречаются реже, в основном в меланократовых разностях троктолитов. Там, где в качестве второстепенных минералов присутствуют пироксены, можно наблюдать их в виде каемок вокруг зерен оливина с образованием друзитовой структуры.

Структура лабрадоритов имеет чаще всего панидиоморфнозернистый характер. Сросшиеся в сплошной агрегат кристаллы плагиоклаза сохраняют таблитчатые очертания. Если в породах присутствует некоторое количество моноклинного или ромбического пироксена, они образуют ксеноморфные выделения в интерстициях между кристаллами плагиоклаза.

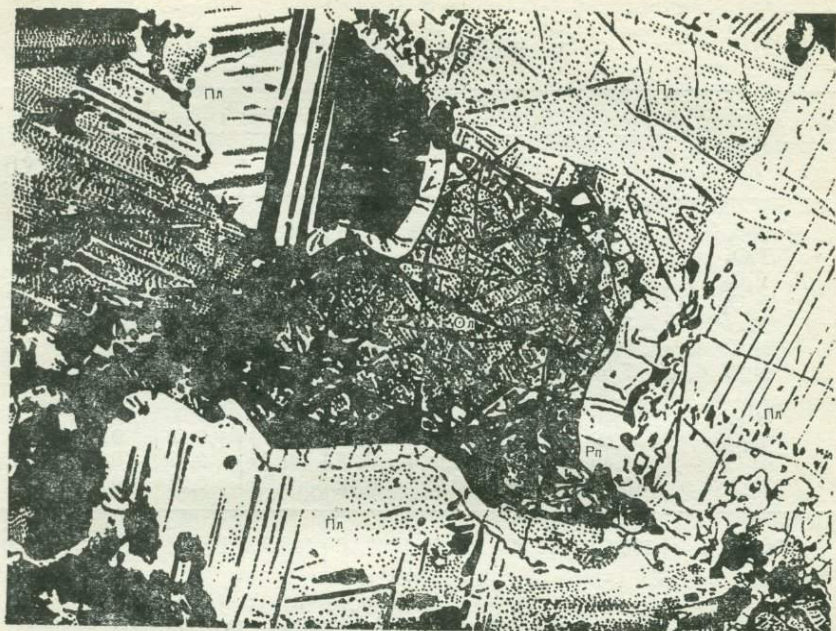


Рис. 25. Венцовая структура в оливиновом габбро. Ув. 30; николи +. Зерна оливина (Ол) обрастают реакционной каймой ромбического пироксена (Рп)

Химический состав

Из табл. 8, где приведены химические составы различных пород из группы габбро, видно, что в петрохимическом отношении габброиды отличаются от ультраосновных пород следующим: габброиды значительно богаче кремнеземом (количество его составляет 45—52 вес. %), содержание окислов магния и железа в них соответственно меньше (суммарно около 15—20 вес. %), зато в большем количестве присутствуют компоненты плагиоклазов — окислы кальция (до 12—14 %), алюминия (до 20 %) и натрия (до 3 %).

Эти особенности химического состава габброидов отражены в их числовых характеристиках (табл. 9): небольшая величина параметра s , которая в среднем составляет 55—60, высокая величина b — от 25 до 30. Отношение $a : c$ всегда ниже единицы — 0,6—0,8. Наибольшей основностью обладают оливиновые габбро, в которых величина s спускается до 55, а величина b составляет около 30. Петрохимической особенностью анортозитов, отличающей их от средних типов габброидов, являются резко повышенные величины параметров a , c и s и очень малые значения параметра b .

Химический состав габброидов

Окислы	Номера анализов							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO ₂	48,24	49,14	46,49	46,83	50,39	50,28	50,40	49,98
TiO ₂	0,97	1,03	1,17	0,97	1,13	0,89	0,15	0,14
Al ₂ O ₃	17,88	16,77	17,73	17,38	16,06	17,67	28,30	28,94
Fe ₃ O ₃	3,16	3,31	3,66	1,91	2,43	1,30	1,06	0,80
FeO	5,95	6,26	6,17	8,20	7,86	7,46	1,12	1,43
MnO	0,13	0,24	0,17	0,14	0,17	0,14	0,05	0,07
MgO	7,51	6,70	8,86	10,03	8,37	9,27	1,25	0,84
CaO	10,99	11,19	11,48	11,36	9,20	9,72	12,46	14,01
Na ₂ O	2,55	2,44	2,16	2,03	2,61	1,96	3,67	2,73
K ₂ O	0,89	0,85	0,78	0,40	0,79	0,63	0,74	0,42
H ₂ O	1,45	1,83	1,04	0,63	0,79	0,47	0,75	0,55
P ₂ O ₅	0,28	0,24	0,29	0,12	0,20	0,21	0,05	0,09
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

I — габбро, среднее из 41 анализа [5]; II — габбро, среднее из 146 анализов по СССР (С. П. Соловьев, 1965 г.); III — оливиновое габбро [5]; IV — оливиновое габбро, среднее из 53 анализов [47]; V — норит [5]; VI — норит, среднее из 39 анализов [47]; VII — анортозит [5]; VIII — анортозит, среднее из 8 анализов [47].

Таблица 9

Результаты пересчета химических анализов габброидов по методу А. Н. Заварицкого [8]

Номера анализов*	Числовые характеристики									
	a	c	b	s	n	f'	m'	c'	Q	a:c
I	7,1	8,7	27,0	57,2	80,4	32,5	48,8	18,7	-8,5	0,8
II	6,7	8,2	26,8	58,3	81,2	34,6	43,6	21,8	-5,0	0,8
III	6,1	9,0	29,9	55,0	79,4	31,2	51,4	17,4	-11,2	0,7
IV	5,0	8,9	31,7	54,4	88,9	30,4	53,9	15,7	-10,1	0,6
V	7,1	8,7	26,4	57,8	80,4	37,7	53,3	9,0	-7,1	0,8
VI	5,1	6,9	29,3	58,7	86,5	28,5	54,3	17,2	+0,3	0,7
VII	10,6	16,7	5,8	66,9	88,1	41,1	42,5	16,4	-4,1	0,6
VIII	7,8	15,2	9,1	67,9	91,7	25,9	17,8	56,3	+5,0	0,5

* Номера анализов соответствуют приведенным в табл. 8.

Морфология тел габброидного состава и геологические особенности их залегания

Формы, размеры и характер залегания интрузивов габброидов разнообразны — от дайковых тел небольшой мощности до крупных сложно построенных массивов, поперечник которых измеряется десятками километров.

Для внедрения габброидная магма использует межформационные поверхности на границе различно дислоцированных древних толщ (наклонные пластообразные залежи), поверхности напластования в полого изогнутых слоистых толщах (лополиты и силлы площадью до многих тысяч квадратных километров и мощностью до первых километров), полости разломов (дайки) и участки дробления на пересечениях трещинных зон (штоки). Как видно из этого перечня, подвижность основной магмы достаточна, чтобы далеко проникать по поверхности напластования в мощные слоистые толщи.

По геологическому положению и условиям образования интрузивы основных пород подразделяются на две большие группы. В первую группу входят габброидные массивы, сформировавшиеся в подвижных (геосинклинальных) зонах земной коры, тесно связанные в пространственном и генетическом отношении с массивами ультраосновных горных пород; горные породы этих интрузивов совместно с породами ультраосновных массивов образуют габбро-пироксенит-дунитовую формацию. Для пород этой формации характерны массивы сложного строения, залегающие преимущественно вдоль разломов и вытягивающиеся в виде зон протяженностью в сотни километров. В них габброиды нередко находятся в тесной ассоциации как с ультраосновными горными породами, так и с более кислыми — диоритами и плагиогранитами. На основании пересечения одних пород другими удается установить закономерную последовательность внедрения этих различающихся по составу, но родственных по магматическому источнику горных пород, а именно, смену более основных разновидностей более кислыми. Это дает основание исследователям объяснять сложное строение таких интрузивов последовательным внедрением различных по своему составу магматических расплавов, возникших в результате разделения (дифференциации) на глубине исходной габбровой магмы.

В СССР областью наиболее значительного развития габброидных интрузивов, сформировавшихся в геосинклинальных условиях, является Урал. Вдоль восточного склона Уральского хребта на сотни километров тянутся в виде непрерывной полосы интрузивы габбро-пироксенит-дунитового состава (рис. 26). Известны интрузии основного состава (также совместно с перидотитами) в Закавказье, в Центральном Казахстане, а также во многих районах восточных областей Советского Союза, где



габброиды и ультраосновные горные породы также часто бывают представлены совместно.

Вторая группа массивов габброидов формировалась в платформенных условиях и генетически связана с широко развитыми на платформах основными вулканогенными породами; совместно с последними габброиды образуют в этом случае трапповую формацию. Габброиды формируют здесь преимущественно пластообразные залежи и лополиты, которые также имеют нередко неоднородное строение: в их придонных частях наблюдаются породы, обогащенные оливином, вплоть до перидотитов и дунитов; вверх по разрезу происходит смена их все более и более лейкократовыми разностями и близ кровли лополитов могут присутствовать кислые горные породы — граниты (рис. 27). Такую смену горных пород снизу вверх, имеющую характер полосатости или ложной слоистости, объясняют дифференциацией габброидного расплава непосредственно в камере застывания в процессе его кристаллизации и при участии гравитационных сил, вызвавших разделение вещества по удельному весу.

Примерами основных интрузивных тел, формировавшихся в платформенных условиях, могут служить интрузивы Кольского

Рис. 26. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. По О. А. Воробьевой, Н. В. Самойловой, Е. В. Свешниковой.

1 — амфиболиты; 2 — граниты; 3 — сиениты;
4 — диориты; 5 — габбро; 6 — пироксениты;
7 — дуниты

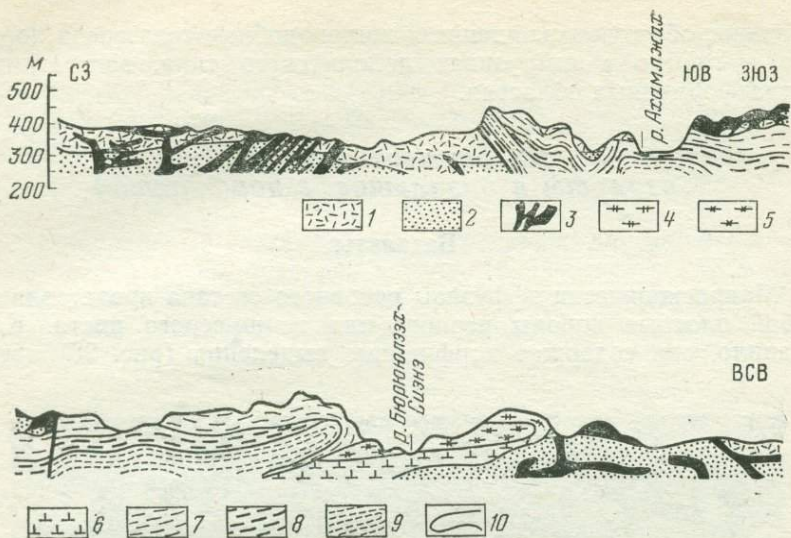


Рис. 27. Разрез Аламджакского интрузива. По В. М. Масайтису.

1 — базальтовые туфы, туфоконгломераты триаса; 2 — песчаники, конгломераты перми; 3 — недифференцированные долериты и краевые порфировые микродолериты. Восточный дифференцированный комплекс: 4 — среднезернистые долериты и их краевые фации (зоны кровли); 5 — габбро-долериты, долерит-пегматиты (центральная зона); 6 — троктолитовые долериты (зона подошвы). Западный дифференцированный комплекс: 7 — долериты с кварцем и биотитом, их краевые фации и субщелочные долериты (зона кровли); 8 — феррогаббро и кварцевые щелочные габбро со шширами гранофиров (центральная зона); 9 — габбро-долериты; троктолитовые, меланократовые, анортзитовые долериты (зона подошвы); 10 — граница дифференцированных комплексов

полуострова (Мончетундра и др.), Украины (Волянь) и многих районов Сибири.

Полезные ископаемые

Как и в ультраосновных интрузивах, в массивах габброидов местами содержатся концентрации полезных ископаемых, сформировавшиеся в процессе кристаллизации их магмы или непосредственно вслед за ней. Образование таких собственно магматических месторождений является особенностью массивов ультраосновного и основного состава.

Наиболее характерны для габброидов месторождения титаномагнетита, сульфидов меди и никеля, минералов группы платины. Месторождения железа и титана представляют собой обособления титаномагнетита в интрузивах габбро, формировавшихся преимущественно в подвижных (геосинклинальных) зонах. Титаномагнетит наблюдается в виде участков интенсивной вкрапленности: гнезд, полос и жилоподобных залежей. Ценной примесью в этих рудах является ванадий. Сульфидные медно-никелевые руды, с которыми часто ассоциируют и минералы

платины, образуют скопления и жилоподобные тела среди норитов и габбро в интрузивах лополитового типа, залегающих в платформенных областях.

Излившиеся породы (базальты и базальтовые порфириты)

Базальты

Макроскопически эффузивы основного состава представляют собой плотные породы черного или темно-серого цвета. Как правило, они содержат порфиновые выделения (рис. 28) цвет-

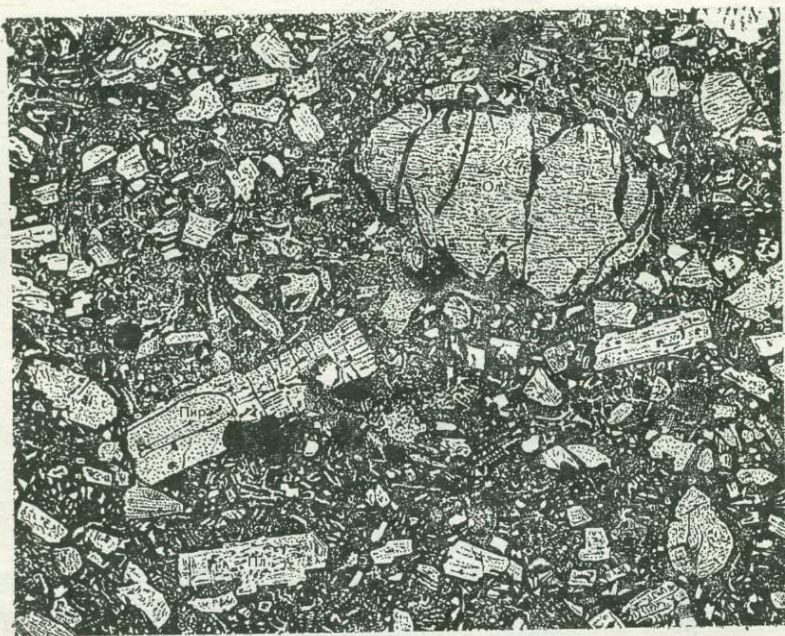


Рис. 28. Порфировая структура в базальте. Закарпатье. Ув. 20; при одном николе.

Вкрапленники представлены оливином (Ол), пироксеном (Пир), плагиоклазом (Пл) и рудным минералом (черное)

ных минералов и реже плагиоклаза. Размер порфиновых выделений в базальтах колеблется в широких пределах — от долей миллиметра до 1—2 см.

Визуально базальты трудно отличить от эффузивов среднего состава. При их макроскопическом определении приходится руководствоваться главным образом общим цветом и веществен-

ным составом вкрапленников. Породы с большим количеством вулканического стекла в основной массе трудно поддаются диагностике и при исследованиях под микроскопом. В этом случае для определения породы необходимы данные химического анализа.

Минеральный состав

Минеральный состав базальтов отдельно для вкрапленников и основной массы приведен в табл. 10. Цветное число в лавах (базальтах) определяется для основной массы (в него также включается количество рудного минерала) и составляет около 50 %.

Т а б л и ц а 10

Вещественный состав базальтов

Минералы вкрапленников	Оливин, моноклинный пироксен, основной плагиоклаз, реже ромбический пироксен, базальтическая роговая обманка
Минералы основной массы	Основной плагиоклаз + цветной минерал (оливин, моноклинный пироксен, ромбический пироксен) + рудный минерал, иногда вулканическое стекло
Цветное число основной массы, %	Около 50

Примечание. Здесь и в аналогичных таблицах полужирным шрифтом выделены главные минералы.

Оливин образует во вкрапленниках идиоморфные кристаллы, иногда оплавленные и корродированные с периферии основной массой. По оливину часто наблюдается образование вторичных минералов — идингсита, серпентина и хлорита. Процесс замещения начинается вдоль трещин отдельности и с периферии кристаллов.

Моноклинный пироксен представлен авгитом, окрашенным в буроватый или зеленоватый цвет, иногда с фиолетовым оттенком. Авгит образует короткопризматические хорошо ограненные кристаллы, часто обладает зональным строением, резко выраженным как в углах угасания, так и в окраске кристаллов при одном николе. Иногда в авгите наблюдается структура песочных часов. Наряду с авгитом в базальтах встречается моноклинный пироксен с малым углом оптических осей (пижонит).

Плагиоклаз во вкрапленниках базальтов отвечает по составу битовниту — лабрадору. Он обладает резко выраженным зональным строением с повышением кислотности к периферии кристалла. Разница в составе ядра и наружных зон вкраплен-

ников часто очень значительная. Наблюдаются четко выраженные полисинтетические двойники по сложным законам.

Ромбический пироксен представлен гиперстеном, реже бронзитом или энстатитом. Вокруг гиперстена наблюдаются иногда реакционные каймы, состоящие из зерен авгита (рис. 29). В качестве примесей среди вкрапленников в базальтах встречаются редкие крупные выделения рудного минерала и апатита.

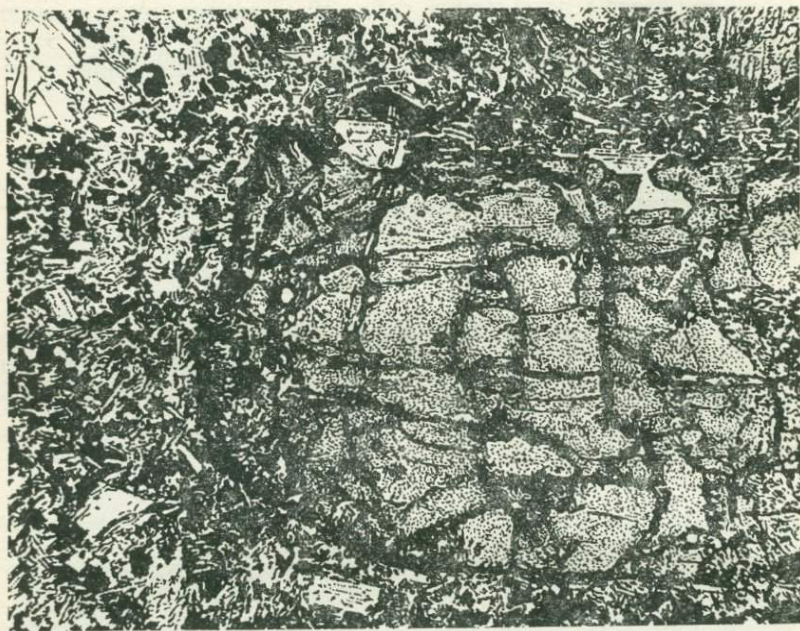


Рис. 29. Вкрапленник гиперстена с реакционной каймой, состоящей из мелких зерен авгита в базальте. Закарпатье. Ув. 48; при одном николе

Как видно из табл. 10, основная масса базальтов состоит из микролитов основного плагиоклаза, пироксена, оливина и рудного минерала; кроме того, в основной массе может присутствовать то или иное количество вулканического стекла. Плагиоклаз в микролитах имеет основной состав, но, как правило, более кислый, чем во вкрапленниках, иногда также обладает зональным строением.

Оливин в основной массе базальтов встречается в виде мелких (сотые доли миллиметра) округлых зерен. Он часто нацело замещен вторичными минералами. Моноклинный пироксен образует микролиты короткопризматической формы или же округлые зерна.

Постоянно в основной массе базальтов присутствует рудный минерал в виде мелких кристаллов или тонкой пыли. Обычно это магнетит, титаномагнетит или ильменит. Иногда встречается акцессорный апатит в виде мелких иголок.

Разновидности базальтов

Базальты подразделяются на разновидности чаще всего по составу цветных минералов во вкрапленниках, учитывается также наличие в них плагиоклаза. Так, по составу вкрапленников выделяются оливиновые, пироксеновые, плагиоклазовые, реже роговообманковые базальты. Наиболее распространенными являются оливиновые базальты.

В случае присутствия в породе вкрапленников нескольких цветных минералов название ей дается по количественному принципу: на первом месте стоит название минерала, который образует наименьшее количество вкрапленников, а на последнем — минерал, вкрапленники которого преобладают. Например, в базальте присутствуют одновременно вкрапленники оливина, авгита и гиперстена, причем если принять сумму вкрапленников за 100 %, то оливин составляет 50 %, авгит — 30 %, а гиперстен — 20 %. В этом случае мы будем иметь гиперстен-авгит-оливиновый базальт.

Широко применяется классификация базальтов по структурным признакам: долериты — базальты с долеритовой структурой; гиалобазальты — разновидности базальтов с большим количеством вулканического стекла в основной массе.

По минеральному и химическому составу среди базальтов различают два типа:

1) оливиновые базальты, обогащенные вкрапленниками оливина и недосыщенные кремнекислотой (45 вес. %). Вкрапленники оливина составляют до 40 % массы пород;

2) толеитовые базальты, отличающиеся повышенным (до 50 вес. %) содержанием кремнекислоты. Характерной особенностью толеитовых базальтов является наличие кварца и часто щелочного полевого шпата, которые присутствуют в интерстициях в основной массе. Одновременно толеитовые базальты часто содержат во вкрапленниках оливины, правда в меньших количествах, чем оливиновые базальты.

Текстура и структура

Наиболее распространенными текстурами базальтов являются флюидальная, пузыристая и миндалекаменная.

Структура базальтов в целом порфировая или афировая. Структуры основной массы базальтов подразделяются на две группы: полнокристаллические и полукристаллические.

Среди полнокристаллических наиболее распространены диабазовая и долеритовая. Д и а б а з о в а я структура является аналогом офитовой структуры в габбро. Она характеризуется резким идиоморфизмом микролитов плагиоклаза относительно цветного минерала. Последний цементирует плагиоклаз в виде ксеноморфных зерен (рис. 30). Д о л е р и т о в а я структура тоже отличается идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к цвет-

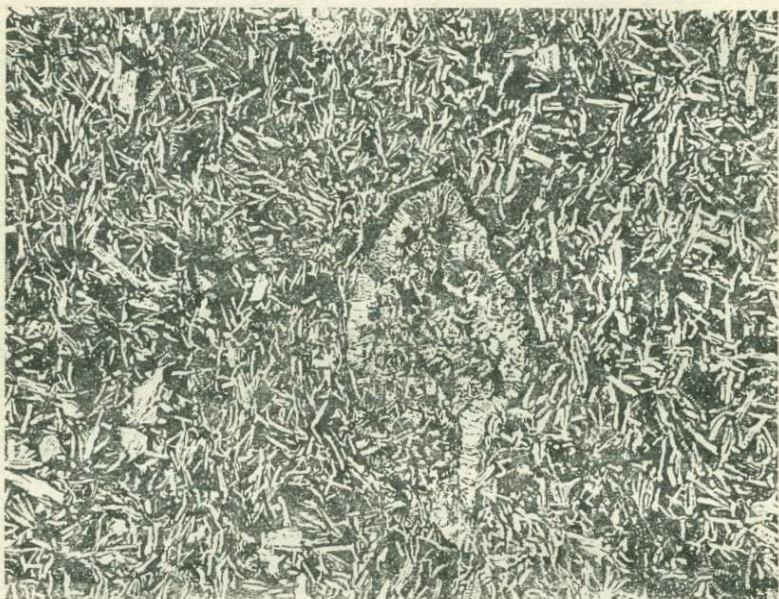


Рис. 30. Диабазовая структура в базальте. Ув. 20; при одном никеле.
В центре — миндалина хлорита

ному минералу, который образует скопления мелких изометричных зерен в промежутках между микролитами плагиоклаза.

Полукристаллические структуры классифицируются по количественному соотношению микролитов и вулканического стекла; среди них выделяются три разновидности: интерсертальная (микролиты 75 %, вулканическое стекло 25 %), гиалопилитовая (50 и 50 %), витрофировая (25 и 75 %).

Указанные количественные соотношения вулканического стекла и микролитов характеризуют лишь средние типы структур. В природе же часто встречаются промежуточные типы, и тогда структура характеризуется как переходная, например, от интерсертальной к гиалопилитовой.

Поскольку базальтовая лава является достаточно подвижной, маловязкой, для базальтов наиболее типичны полнокри-

сталлические структуры основной массы и структура с малым количеством вулканического стекла — интерсертальная. Иногда в одном базальте присутствует несколько типов структур.

Базальтовые порфириды, диабазы и диабазовые порфириды

Прежде все палеотипные аналоги базальтов называли диабазами. А. Н. Заварицкий [9] предложил называть палеотипные аналоги базальтов базальтовыми порфиридами, что очень удобно, так как это позволяет сразу определить состав первичных эффузивов. Но поскольку предложение А. Н. Заварицкого не было принято всеми исследователями, то старые термины сохранились. В нашем курсе мы будем называть базальтовыми порфиридами палеотипные аналоги базальтов, которые первоначально содержали в своем составе вулканическое стекло. А термины «диабазы» и «диабазовые порфириды» мы предлагаем сохранить за палеотипными аналогами полнокристаллических базальтов; первые обладают афировой, а вторые — порфировой структурой.

Палеотипные эффузивы со времени их образования подвергаются некоторым изменениям под действием так называемого процесса старения пород: это либо зеленокаменное перерождение, свойственное эффузивам подвижных геосинклинальных зон земной коры, либо краснокаменное изменение, развивающееся в спокойной тектонической обстановке — на платформах, а также характерное для островного вулканизма.

Наиболее широко в условиях земной коры развит процесс зеленокаменного перерождения пород. В ходе этого процесса основной плагиоклаз базальтов подвергается замещению агрегатом сосюрита, главными компонентами которого являются минералы группы эпидота и альбит, а также хлорит, серицит, иногда пренит и другие вторичные минералы. Иногда анортитовая составляющая плагиоклаза в результате миграции вещества идет на образование эпидота, клиноцоизита или цоизита в трещинах пород, где эти минералы образуют прожилки. Тогда на месте, т. е. во вкрапленниках плагиоклаза, остается чистый альбит. Цветные силикаты также замещаются вторичными минералами: оливин — серпентином, иногда иддингситом, тальком, пироксены — актинолитом и хлоритом. Первичное вулканическое стекло замещается хлоритом с примесью минералов группы эпидота. Рудный минерал, если он содержит примесь титана, замещается лейкоксеном.

В результате такого перерождения палеотипные аналоги базальтов будут состоять из альбита, минералов группы эпидота, хлорита, актинолита и лейкоксена. В целом породы приобретают зеленоватую окраску, порфировая структура базальтов обычно сохраняется, но распознать структуру основной массы часто довольно трудно. Поэтому обычно при характеристике

структуры основной массы базальтовых порфиритов, диабазов и диабазовых порфиритов прибавляют к названию структуры слово «реликтовая».

При краснокаменном перерождении вулканическое стекло базальтов приобретает красную окраску благодаря выделению окиси железа. Среди вторичных минералов, замещающих плагиоклаз и цветные минералы базальтов, широкое развитие получает кальцит. В результате смешения зеленоватой окраски, появляющейся благодаря развитию минералов группы эпидота и хлорита, с красными тонами, обусловленными выпадением дисперсного гематита, породы имеют фиолетовый цвет.

Особое место среди палеотипных аналогов базальтов занимают спилиты. Ранее спилиты определяли как разновидности диабазов, от которых они отличаются постоянным наличием кислого плагиоклаза, близкого к альбиту, и широко развитой миндалекаменной текстурой. Позднее был подмечен ряд специфических особенностей спилитов. Так, для спилитов очень типично присутствие неизмененного пироксена наряду с альбитом и полностью хлоритизированным вулканическим стеклом. Кроме того, спилиты характеризуются наличием подушечной или шаровой текстуры (пиллоу-лавы). Причем отдельные «подушки» часто сцементированы кремнистыми осадками. Тесная ассоциация спилитов с кремнистыми осадочными породами — яшмами, кремнистыми сланцами и кремнистыми туфами — свидетельствует о подводном характере излияний спилитов.

На генезис спилитов существуют различные точки зрения: одни полагают, что альбит в спилитах первичен и объясняют это свойством самой магмы, обогащенной натровыми соединениями до ее извержения. Другая группа исследователей считает, что альбит в спилитах вторичен, указывая на находки в них реликтов основного плагиоклаза, и связывает перерождение нормальных базальтов в спилиты с наложением на них автометаморфических растворов. По мнению Д. С. Коржинского [16], спилиты образовались в результате метаморфизма базальтов, который протекал на глубине не менее 1 км, когда возможна широкая альбитизация плагиоклаза.

В настоящее время спилитам и спилитовой формации придается большой геологический смысл и отнесение той или иной породы базальтового состава к спилитам имеет принципиальное значение.

Химический состав излившихся пород основного состава

По химическому составу базальты очень близки к габбро, что видно из табл. 11. Отличаются они величиной отношения a к c : у базальтов она близка или больше единицы, что указывает на большее содержание в них щелочей (табл. 12). Обычно в базальтах наблюдается небольшой недостаток кремнекислоты

(Q от 0 до -12). Они являются либо насыщенными, либо недо- насыщенными (оливиновые базальты) кремнекислотой породами.

Из сопоставления химического состава спилитов и базальтов видно, что первые выделяются резким преобладанием среди ще-

Таблица 11

Химический состав излившихся пород основного состава

Окислы	Номера анализов							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO ₂	49,06	48,78	45,6	48,80	47,90	51,52	48,58	49,05
TiO ₂	1,36	1,39	1,7	2,19	1,65	1,19	1,77	1,11
Al ₂ O ₃	15,70	15,85	8,3	13,98	11,84	17,78	14,58	16,93
Fe ₂ O ₃	5,38	5,37	2,3	3,59	2,32	1,43	1,89	5,51
FeO	6,37	6,34	10,2	9,78	9,80	8,24	7,65	5,85
MnO	0,31	0,29	0,1	0,17	0,15	0,02	0,46	0,22
MgO	6,17	6,03	21,7	6,70	14,07	9,20	6,36	4,98
CaO	8,95	8,91	7,5	9,38	9,29	4,99	9,80	7,06
Na ₂ O	3,11	3,18	1,3	2,59	1,66	3,60	4,02	4,33
K ₂ O	1,52	1,63	0,4	0,69	0,54	0,63	0,43	0,72
H ₂ O	1,62	1,76	0,6	1,80	0,59	1,36	2,93	3,84
P ₂ O ₅	0,45	0,47	0,3	0,33	0,19	Следы	0,19	0,40
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,96	99,66	100,00

I — все базальты [5]; II — базальты (по авторам) [5]; III — океаниты (Тиррель, 1926 г.); IV — платобазальты,* среднее из 17 анализов [5]; V — оливиновые толеиты,* среднее [47]; VI — андезитобазальт Закарпатья [32]; VII — спилит (Дьюи и Флетт, 1911 г.); VIII — спилиты, среднее из 10 анализов (С. П. Соловьев, 1965 г.).

Таблица 12

Результаты пересчета химических анализов излившихся пород основного состава по методу А. Н. Заварицкого

Номера анализов *	Числовые характеристики									
	a	c	b	s	n	f'	m'	c'	Q	$a : c$
I	9,2	6,1	26,8	57,9	75,8	41,6	39,8	18,6	-8,7	1,5
II	9,6	6,0	26,6	57,8	75,4	41,8	39,4	18,8	-8,6	1,6
III	3,0	3,4	47,1	46,5	84,0	21,6	68,4	10,0	-16,4	0,9
IV	6,8	6,1	30,1	57,0	85,7	42,7	38,7	18,6	-5,7	1,1
V	4,0	5,3	38,9	51,8	84,4	27,2	59,4	13,4	-9,7	0,8
VI	9,0	7,7	21,9	61,4	90,6	42,6	39,7	17,7	-2,7	1,3
VII	9,6	5,1	27,5	57,8	94,2	34,3	40,2	25,5	-8,7	1,9
VIII	11,1	6,5	22,5	60,0	90,8	48,8	39,6	11,6	-8,8	1,7

* Номера анализов соответствуют приведенным в табл. 11.

лочей натрия, что находится в полном соответствии с их минеральным составом. Вообще же при отнесении той или иной палеотипной породы к семейству базальтов или андезитов химический состав не может служить критерием, так как границы между группами магматических пород по химическому составу четко установлены лишь для свежих пород, совершенно неизменных. При решении вопроса о принадлежности данной палеотипной породы к группе базальтов или андезитов лучше руководствоваться в совокупности минеральным составом и микроструктурными признаками.

Геологические условия нахождения, распространение и формы залегания излившихся пород основного состава

Как уже было отмечено, базальты широко распространены на земной поверхности: они образуют огромные по площади покровы и потоки. Базальтовая лава, обладая большой подвижностью, формирует излияния трещинного типа. Значительно меньшую часть составляют базальты, образующиеся при излияниях центрального типа. Базальты входят в состав различных структурных элементов земной коры и связаны с различными типами тектонических движений.

В геосинклинальных областях базальтовая магма обычно изливается в начальной стадии формирования геосинклинальной зоны вдоль глубинных разломов. Излияния, как правило, носят подводный характер; в результате их и формируются лавы спилитового состава, ассоциирующие в разрезе с кремнистыми осадками: в целом эти образования формируют спилит-кератофировую формацию [19]. При процессах складкообразования и изменении при этом термического режима основные эффузивы претерпевают зеленокаменное перерождение и превращаются в базальтовые порфириты, диабазы и диабазовые порфириты. Палеотипные аналоги базальтов широко распространены во всех складчатых областях; в Советском Союзе они широко развиты на Урале, в Казахстане, на Алтае, в Средней Азии, Карелии и других районах. Большие площади заняты спилитами в Шотландии, Норвегии, Австралии и Северной Америке.

На платформенных участках земного шара излияния базальтов приурочены к крупным разрывным нарушениям и тесно связаны с формированием интрузивных залежей габброидного состава. Эта естественная ассоциация базальтов и интрузивных пород основного состава получила название трапповой формации. Траппы широко развиты в Сибири, Индии, Южной Африке, Южной Бразилии и в ряде других мест.

По характеру извержений среди базальтов платформенных областей выделяют базальты: массовых излияний (платобазальты), ареальных, или многовыходных, излияний и, наконец, щитовых вулканов центрального типа.

Массовые излияния базальтов образуют так называемые базальтовые плато, площади которых достигают 1 500 000 км² (Сибирь), 500 000 км² (Северная Америка), 650 000 км² (Деканское плато на Индийском полуострове). Еще более обширные покровы базальтов имеются на дне океанов.

Щитовые вулканы, сложенные базальтами, занимают меньшие пространства, но по характеру излияний эти базальты сходны с базальтами плато. Примером щитовых вулканов могут служить вулканы Исландии, Гавайи, некоторые вулканы Камчатки и Прибайкалья.

Ареальные, или многовыходные, излияния базальтов представляют собой явление еще меньшего масштаба, обычно они возникают близ типичных геосинклинальных областей. Жерла вулканов образуются на пересечении трещин и часто меняют свое положение. Потоки отдельных конусов нередко сливаются, образуя поля площадью от нескольких сот до нескольких тысяч квадратных километров. Классическим примером ареальных излияний базальтов могут служить четвертичные извержения Армении, третичные извержения Закарпатья, образования вулканов Оверни во Франции, Чешских Средних гор и излияния третичных базальтов Виктория в Австралии.

Для всех базальтовых излияний характерно небольшое количество пирокластических продуктов, представленных различными туфами и вулканическими брекчиями.

Полезные ископаемые

С базальтами связано ценное оптическое сырье — исландский шпат. Впервые кристаллы этого прозрачного кальцита были встречены в миндалинах базальтов Исландии, откуда он и получил свое название. В палеотипных аналогах базальтов в миндалинах встречается пьезокварц, который также представляет собой очень важное оптическое сырье. В Северной Америке в районе Верхнего озера в базальтовых порфиритах известно месторождение самородной меди. С траппами Сибири, главным образом, с их некковой фацией, связаны месторождения меди, никеля и платины. Потоки и покровы базальтов часто обладают прекрасно выраженной столбчатой отдельностью, что в сочетании с высокой прочностью этих пород позволяет использовать их как строительный и облицовочный материал.

§ 6. ГРУППА СРЕДНИХ ПОРОД (ГРУППА ДИОРИТА — АНДЕЗИТА)

Эффузивы среднего состава широко распространены на земном шаре. На их долю приходится 23 % всех магматических пород. По Р. Дэли [5], в Северной Америке андезиты составляют 24 % всех распространенных там магматических пород.

В то же время интрузивные породы среднего состава представлены очень незначительно. По данным С. П. Соловьева [31], на Урале и на Кавказе диориты слагают 1,7 % площади, занятой всеми интрузивными породами, на северо-западе европейской части СССР эта величина составляет 1,6 %.

Интрузивные породы среднего состава называют диоритами, их кайнотипные излившиеся аналоги известны под названием андезитов, а палеотипные — под названием андезитовых порфиритов.

Кварцевые диориты и их излившиеся аналоги — андезитоидные дациты, также рассматриваемые в составе данной группы, являются переходными породами между средними и кислыми.

Глубинные породы (диориты)

Типичные диориты состоят из среднего плагиоклаза и роговой обманки. Кварц в составе собственно диоритов может присутствовать как второстепенный минерал, но в кварцевых диоритах он входит в число главных. В отличие от пород группы габбро в диоритах плагиоклаз представлен андезином, а не лабрадором и количество темноцветных минералов значительно меньше. Цветное число диоритов (мезократовый тип) 25—35 %.

Минеральный состав

Породообразующие минералы диоритов приведены в табл. 13. Макроскопически диориты в связи с особенностями минерального состава значительно светлее габброидов. В образцах они

Т а б л и ц а 13

Породообразующие минералы диоритов

Группа минералов	Минералы	
	первичные	вторичные
Главные	Плагиоклаз средний Роговая обманка	Агрегат сосюрита, серицит Актинолит
Второстепенные	Биотит Кварц Моноклинный пироксен Калиевый полевой шпат	Хлорит Актинолит Каолинит
Акцессорные	Апатит Циркон Титанит Магнетит Титаномагнетит	

имеют серый цвет средней интенсивности и лишь в меланократовых разностях приобретают темно-серые окраски. Измененным диоритам свойственны зеленовато-серые и буроватые оттенки. Макроскопически в диоритах различаются неправильные выделения плагиоклаза светло-серого цвета, обладающие блеском на плоскостях спайности, зеленовато-черные кристаллы роговой обманки, иногда черные блестящие пластинки биотита. В кварцевых диоритах под лупой можно различить зерна кварца, выделяющегося своим стекловидным изломом.

Плагиоклаз в диоритах часто имеет зональное строение: центральная часть таких кристаллов нередко бывает сложена лабрадором, а краевые зоны имеют состав олигоклаза. Описанная нормальная смена зон иногда не выдерживается, и наблюдается чередование зон более кислого и более основного состава и даже смена зон, обратная по отношению к нормальной. Подобная зональность, называемая рекуррентной, может быть следствием необычных условий кристаллизации магматического расплава при формировании данной породы. В плагиоклазах, имеющих зональное строение, часто отмечается зональное распределение вторичных продуктов: в ядре кристаллов, более богатым анортитовой составляющей, образуется сосюритовый агрегат, а в их краевой, более кислой, части наблюдаются чешуйки серицита.

Роговая обманка диоритов зеленая или бурая, в последнем случае она нередко содержит повышенное количество титана. Моноклинные пироксены относятся к авгиту или к диопсид-геденбергитовому ряду. Ромбический пироксен обычно бывает представлен гиперстеном.

Из вторичных процессов по темноцветным минералам в диоритах наиболее распространены актинолитизация и хлоритизация роговой обманки и хлоритизация биотита. Изменение роговой обманки выражается обычно в неравномерном, пятнистом замещении ее выделений актинолитом. Последний при полном замещении образует гомоосевые псевдоморфозы по роговой обманке или скопления сросшихся игольчатых кристаллов, развившиеся на месте роговой обманки, но не сохраняющие ее очертаний.

При хлоритизации биотита его пластинки замещаются бледно-зеленым хлоритом, обычно пеннином, при этом часто выделяются мелкие зернышки сфена или лейкоксена.

Подразделение диоритов по минеральному составу

Диориты могут значительно различаться между собой по составу темноцветных минералов: наиболее распространены следующие их разновидности — роговообманковые, биотито-роговообманковые и биотитовые диориты. Известны также пироксен-роговообманковые и пироксеновые диориты.

Кварцевые диориты, породы промежуточного состава между диоритами и гранитоидами, отличаются от диоритов тем, что присутствующий в них кварц входит в число главных минералов. По другим особенностям минерального состава они вполне подобны диоритам и подразделяются на роговообманковые (наиболее распространенные), биотит-роговообманковые и биотитовые кварцевые диориты.

Кварцевые диориты содержат меньшее количество кварца, чем типичные кислые интрузивные породы, объединяемые в группу гранитоидов; последние связаны с кварцевыми диоритами постепенными переходами по схеме: кварцевый диорит → гранодиорит → гранит или кварцевый диорит → плагногранит. Если в породе, отвечающей по прочим признакам кварцевому диориту, содержание кварца превышает 20 %, ее, как предложил А. Н. Заварицкий [9], следует относить уже к гранодиоритам или плагногранитам (в зависимости от наличия или отсутствия в ней калиевого полевого шпата).

Породы промежуточного состава между диоритами и габбро называют габбро-диоритами. Они состоят из среднего плагиоклаза, обычно несколько более основного, чем в диоритах (андезин — лабрадор № 45—50), и роговой обманки. Цветное число габбро-диоритов 50 %; среди цветных минералов часто присутствует моноклинный пироксен.

Текстура и структура

Текстура диоритов в одних случаях массивная, в других резко неоднородная. Большое разнообразие и широкое развитие неоднородных текстур (такситовых, полосчатых и др.) — одна из особенностей пород данной группы. Неоднородное сложение обычно выражается в том, что темноцветные минералы распределены в преобладающей массе светлоцветных неравномерно, образуя скопления неправильной формы — пятнообразные, линзовидные, грубополосовидные. Сплошные скопления роговой обманки, или биотита, почти лишенные светлоцветных минералов, известны под названием шлиров и текстуру пород с их участием называют шлировой. Границы скоплений темноцветных минералов обычно расплывчатые, размер шлиров достигает десятков сантиметров, а иногда и первых метров. Нередки случаи, когда в диоритах наблюдаются обильные, не до конца переработанные обломки вмещающих пород (ксенолиты), и текстура таких разностей может быть названа ксенолитовой.

Структура диоритов обычно среднезернистая; размер минеральных выделений около 1—2 мм; нередко мелкозернистые (доли миллиметра) разности, реже встречаются крупнозернистые (до 5—6 мм). Диориты редко бывают вполне равномернозернистыми, под микроскопом можно видеть, что величина составляющих их минеральных выделений колеблется в значительных

пределах. Иногда встречаются диориты порфировидной структуры, которая обусловлена присутствием более крупных таблитчатых выделений плагиоклаза в среднезернистой рогово-обманково-плагиоклазовой массе.

По форме выделений главных минералов структура диоритов чаще всего гипидиоморфнозернистая (рис. 31), обусловленная идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к другим главным минералам, слагающим породу. Структура иногда бывает при-

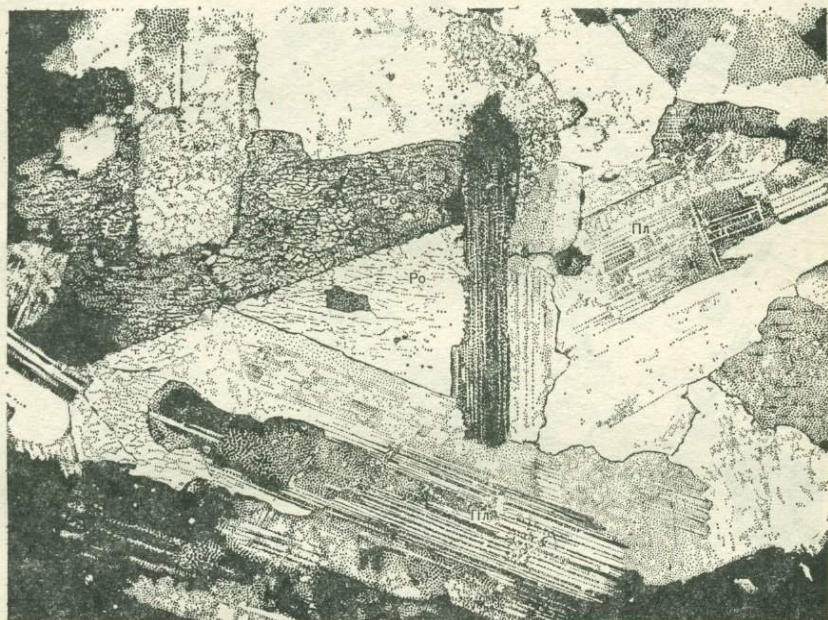


Рис. 31. Гипидиоморфнозернистая структура в диорите. Ув. 40; николи +. Резкий идиоморфизм плагиоклаза (Пл) по отношению к роговой обманке (Ро)

матическизернистой, в этом случае плагиоклаз и роговая обманка обладают удлиненнопризматическим габитусом кристаллов.

Микроструктура диоритов обычно выглядит как агрегат сросшихся различно ориентированных кристаллов плагиоклаза призматической или таблитчатой формы, остроугольные промежутки между которыми выполнены темноцветными, второстепенными и аксессуарными минералами.

Выделения плагиоклаза в большинстве случаев имеют собственные кристаллографические очертания, реже они представлены неправильными зернами. По границе с ними роговая обманка обычно ксеноморфна. Кварц, являющийся одним из главных минералов в кварцевых диоритах, также цементирует кристаллы плагиоклаза (рис. 32).

Пироксен, если он присутствует, наблюдается большей частью совместно с роговой обманкой и часто окружается выделениями последней, имеющими характер каемок. Биотит также встречается, как правило, в ассоциации с роговой обманкой, с которой его пластинки наблюдаются в тесном срастании. К скоплениям темноцветных минералов, заполняющих интерсти-



Рис. 32. Гипидиоморфнозернистая структура в кварцевом диорите. Ув. 40; николи +.

Агрегат роговой обманки (Ро), биотита (Бт) и кварца (Кв) выполняет интерстиции между таблитчатыми кристаллами плагиоклаза (Пл). В роговой обманке сохранились реликты замещенного ею моноклинного пироксена (Пр)

ции между кристаллами плагиоклаза, чаще всего бывают приурочены и акцессорные минералы (циркон, титанит, апатит, магнетит).

Химический состав

Из табл. 14, где приведены средние химические составы диоритов по Р. Дэли [5] и С. Нокколдсу [47], видны отличия этих пород от габброидов.

Содержание кремнезема в диоритах (52—65 %) значительно выше, чем в габброидах, что связано с более кислым составом плагиоклаза и большим его содержанием в диоритах. Количество окиси алюминия в диоритах (15—18 %) примерно равно или несколько уступает содержанию ее в габброидах, что нахо-

Химический состав диоритов и кварцевых диоритов

Окислы	Номера анализов			Окислы	Номера анализов		
	I	II	III		I	II	III
SiO ₂	56,77	61,59	51,86	CaO	6,74	5,38	8,40
TiO ₂	0,84	0,66	1,50	Na ₂ O	3,39	3,37	3,36
Al ₂ O ₃	16,67	16,21	16,40	K ₂ O	2,12	2,10	1,33
Fe ₂ O ₃	3,16	2,54	2,73	H ₂ O	1,36	1,22	0,80
FeO	4,40	3,77	6,97	P ₂ O ₅	0,25	0,26	0,35
MnO	0,13	0,10	0,18				
MgO	4,17	2,80	6,12	С у м м а	100,00	100,00	100,00

I — диориты, среднее [5]; II — кварцевые диориты, среднее [5]; III — диориты, среднее [47].

дит объяснение в том, что основные плагиоклазы габброидов содержат больше глинозема в своем составе, чем средние плагиоклазы диоритов. Содержание в диоритах окиси магния и окиси железа также уступает содержанию этих окислов в габброидах, в составе которых значительно большую роль играют магнизиально-железистые минералы.

Количество окиси кальция в диоритах (5—7 %) заметно меньше, чем в габброидах, что связано с различиями в составе плагиоклаза, входящего в состав тех и других. Повышенное содержание в диоритах окиси натрия (3—5 %) также объясняется более кислым составом их плагиоклаза. Наконец, в химическом составе диоритов обращает на себя внимание наличие заметного количества окиси калия (более 2 %), что бывает связано с присутствием в этих породах в числе второстепенных минералов биотита и иногда калиевого полевого шпата. Вместе с тем устой-

Таблица 15

Результаты пересчета химических анализов диоритов и кварцевых диоритов по методу А. Н. Заварицкого

Номера анализов *	Числовые характеристики									
	a	c	b	s	n	f'	m'	c'	Q	a : c
I	10,7	3,1	16,7	66,5	71,4	42,9	43,3	3,8	+17,5	3,4
II	10,6	5,7	11,7	72,0	71,1	50,6	41,7	7,7	+17,1	1,9
III	9,3	6,4	23,4	60,9	76,5	38,9	44,4	16,7	-3,2	0,4

* Номера анализов соответствуют приведенным в табл. 14.

чивой петрохимической особенностью диоритов является преобладание в их составе натрия над калием.

Данные пересчета химических составов диоритов по методу А. Н. Заварицкого (табл. 15) показывают, что диориты, особенно кварцевые, обладают высоким содержанием кремнекислоты, что видно из величины параметра s и сравнительно низкого параметра b . Относительно высокая положительная величина числовой характеристики Q указывает на перенасыщенность диоритов кремнеземом и близость их состава к гранитоидам.

Морфология тел диоритового состава и геологические особенности их залегания

Диориты очень редко образуют самостоятельные крупные массивы. Тела, сложенные ими, имеют характер даек, лакколитов или небольших штоков, размер которых редко превышает 2 км. Чаще же эти породы, не образуя самостоятельных тел, входят в состав интрузивных массивов иного, преимущественно кислого состава и нередко бывают связаны постепенными переходами с гранитоидами.

По своему происхождению диориты могут быть подразделены на два вида. Диориты одного вида тесно связаны с внедрением кислых интрузий, другого — с формированием массивов габброидов. Таким образом, диориты могут входить в состав двух крупных магматических формаций, характерных для подвижных зон земной коры.

Диориты, ассоциирующие с гранитоидными массивами, образовались из гранитной магмы вследствие растворения и ассимиляции этой магмой вмещающих пород, богатых магнием, железом и кальцием. Изменение состава гранитной магмы благодаря такой ассимиляции и образование магмы диоритового состава происходили как на путях внедрения магмы, так и вдоль контактов внедрившейся интрузии с окружающими породами, поэтому диориты очень часто бывают довольно четко приурочены к эндоконтактовым зонам гранитоидных массивов.

Диориты, связанные генетически с основной магмой, образуют штоки и дайки, пространственно приуроченные к массивам габбро-пироксенит-дунитовой формации.

Вследствие таких особенностей образования диориты обычно встречаются в регионах широкого развития гранитоидных интрузий или, реже, в областях распространения пород габбро-пироксенит-дунитовой формации. В СССР диориты того или другого генетического типа известны в Уральской, Казахстанской, Алтае-Саянской складчатых системах.

Полезные ископаемые

В пространственной ассоциации с диоритами и кварцевыми диоритами встречаются месторождения многих металлов, в том числе золота, меди, свинца, цинка, серебра, однако интрузивные породы диоритового и кварцево-диоритового состава, как правило, являются в таких случаях составной частью сложных гранитоидных комплексов. Указанные месторождения следует рассматривать при характеристике гранитоидной формации. Известны также рудопроявления золота и полиметаллов, связанные с породами типа диоритов и кварцевых диоритов, которые слагают нековые тела в областях развития вулканических пород андезит-дацитовой формации.

Излившиеся породы (андезиты и андезитовые порфириты)

Андезиты

Макроскопически андезиты — это плотные породы темно-серого цвета, обычно порфировой структуры. Реже встречаются афировые разности. Вкрапленники различных размеров — от долей миллиметра до 1 см — представлены плагиоклазом и темноцветными минералами.

Минеральный состав

Характерной особенностью андезитов является то, что в них состав минералов вкрапленников по сравнению с основной массой по основности на группу выше: плагиоклаз вкрапленников обладает основным составом, из темноцветных минералов во вкрапленниках преобладают моноклинный и ромбический пироксены — минералы, типичные для состава габброидов (табл. 16). Цветное число основной массы 25—35 %.

Как видно из табл. 6, в более кислых разностях андезитов и в дацитах плагиоклаз вкрапленников представлен андезитом, а цветные минералы — роговой обманкой и биотитом. В дацитах кроме того во вкрапленниках иногда появляется кварц.

Плагиоклаз в порфирированных выделениях чаще всего отвечает по составу битовниту — лабрадору, реже андезину и обладает резко выраженным зональным строением. Разница в составе ядра и наружных зон вкрапленников плагиоклаза в андезитах часто очень значительная. Обычны двойники по альбитовому, альбит-карлсбадскому и иногда периклиновому законам. Характерной особенностью вкрапленников плагиоклаза в андезитах является наличие включений вулканического стекла, распределенных в кристалле в пределах отдельных зон, а иногда в ядре (рис. 33).

Вещественный состав андезитов и дацитов

	Андезиты	Дациты
Минералы вкрапленников	Основной плагиоклаз, моноклинный пироксен, ромбический пироксен, реже средний плагиоклаз, роговая обманка, биотит, оливин	Средний плагиоклаз, кварц, моноклинный пироксен, роговая обманка, реже биотит, ромбический пироксен, оливин
Минералы основной массы	Средний плагиоклаз + моноклинный пироксен (авгит) + рудный минерал, реже роговая обманка, биотит. Часто присутствует бесцветное, реже буроватое вулканическое стекло	Средний плагиоклаз + кварц + цветной минерал (моноклинный пироксен, роговая обманка, биотит) + рудный минерал. Присутствует бесцветное вулканическое стекло
Цветное число основной массы, %	30—35	25—30

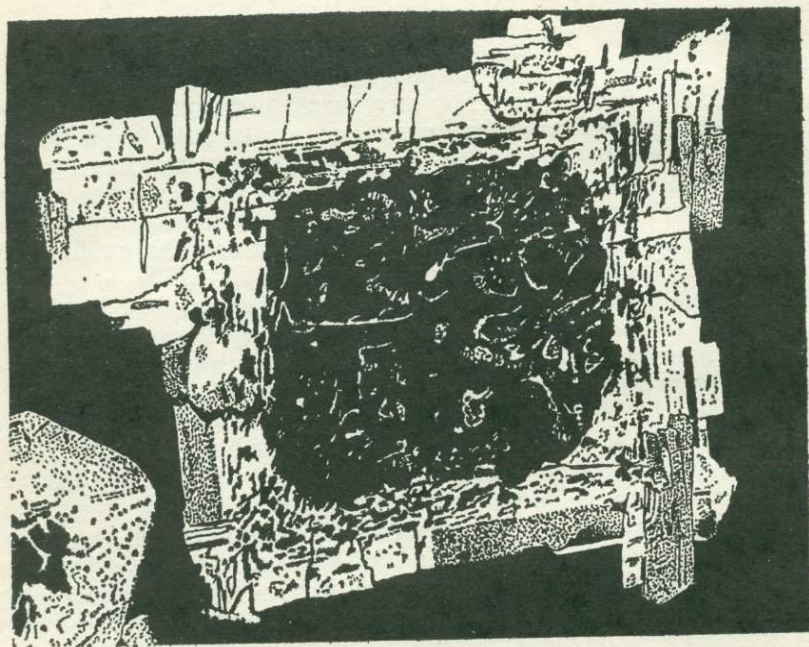


Рис. 33. Зональный вкрапленник плагиоклаза с включениями вулканического стекла в авгит-гиперстеновом андезите. Закарпатье. Ув. 58; николи +

Вкрапленники темноцветных минералов характеризуются хорошо выраженными кристаллографическими очертаниями. Вокруг вкрапленников темноцветных минералов в андезитах, широко развиты опацитовые каймы (рис. 34). Эти каймы состоят из рудного минерала и образуются при окислении темноцветных минералов, когда лавы изливаются на поверхность земли.

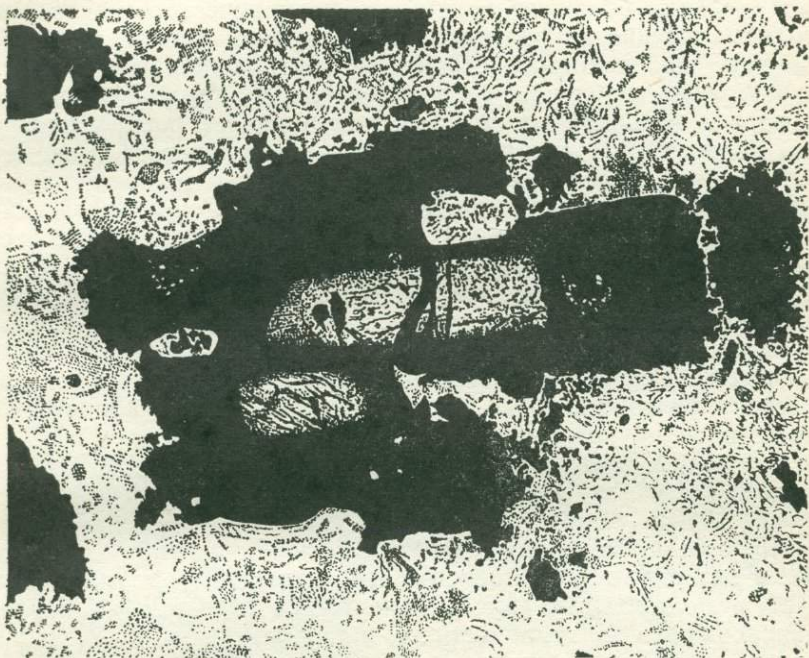


Рис. 34. Опацитовая кайма вокруг вкрапленника гиперстена в андезите. Закарпатье. Ув. 40; при одном никеле

Ромбический пироксен в андезитах в большинстве случаев отвечает по составу гиперстену. Он обычно интенсивно окрашен и резко плеохроирует. Моноклинный пироксен во вкрапленниках чаще всего представлен авгитом, окрашен он в светло-зеленый или буроватый цвет. Часто наблюдаются полисинтетические двойники по (100).

Роговая обманка в андезитах представлена красновато-бурой или коричневой разновидностью с малым углом угасания. Часто присутствует базальтическая роговая обманка, реже встречается обыкновенная зеленовато-бурая. Биотит андезитов окрашен в красновато-коричневый или темно-коричневый цвет и обладает резким плеохроизмом.

Рудный минерал, встречающийся среди вкрапленников в акцессорных количествах, чаще всего представлен магнетитом. Наблюдаются отдельные крупные короткостолбчатые кристаллы апатита. В кислых разностях андезитов отмечается наличие циркона.

Основная масса андезитов, как было указано выше, состоит из микролитов и вулканического стекла. Цветное число основной массы около 30—35 %, но его не всегда легко определить из-за наличия большого количества вулканического стекла. Микролиты среднего плагиоклаза — андезина — обладают либо простым двойниковым строением по альбит-карлсбадскому закону, либо вообще не сдвойнированы. Из темноцветных минералов в основной массе андезитов наиболее распространенным является моноклинный пироксен, который имеет менее известковистый и более железистый состав, чем во вкрапленниках, и приближается к пижониту с малым углом оптических осей. Постоянно в основной массе андезитов присутствует в виде мелких кристаллов рудный минерал, представленный магнетитом или титаномагнетитом. В качестве акцессорного минерала встречается апатит в виде игольчатых выделений.

Вулканическое стекло в основной массе андезитов чаще прозрачное бесцветное с показателем преломления ниже канадского бальзама. Реже наблюдается вулканическое стекло, окрашенное в буроватый цвет.

Разновидности андезитов

По составу темноцветных минералов во вкрапленниках различают авгитовые, гиперстеновые, роговообманковые и биотитовые андезиты. В случае присутствия в андезитах вкрапленников разных темноцветных минералов при определении названия породы учитывается их соотношение. Так, если в андезите присутствуют и гиперстен, и авгит, причем второй преобладает, то это будет гиперстен-авгитовый андезит, иногда просто называют пироксеновым андезитом.

От пироксеновых андезитов наблюдаются постепенные переходы к базальтам, вследствие чего выделяется промежуточная группа пород андезит-базальтов.

Андезит-базальты характеризуются наличием в микролитах плагиоклаза, близкого по составу к андезину — лаборатору № 48—52, и цветным числом в основной массе около 50 %.

От андезитов наблюдаются также постепенные переходы к группе более кислых лав, в этом случае промежуточными породами являются кварцсодержащие андезиты или андезитоидные дациты, которые являются излившимися аналогами кварцевых диоритов. Андезитоидные дациты отличаются от андезитов прежде всего наличием кварца, который либо обра-

зует вкрапленники, либо встречается в основной массе — базисе. Дацит, содержащий кварц лишь в основной массе, называется базокварцевым дацитом. Дациты являются несколько более кислыми породами, чем андезиты, и это находит отражение в их минеральном составе. Так, плагиоклаз во вкрапленниках чаще всего представлен андезином с резко выраженной зональностью. Из темноцветных минералов присутствуют коричневая или зеленая роговая обманка и биотит.

Текстура и структура

Текстура андезитов флюидальная, часто пузыристая, приближающаяся к пенистой форме (пемза). Крупные пустоты выполнены прозрачным кальцитом, встречаются копьевидные кристаллы тридимита, кристобалита и реже кварца.

Андезитовые лавы по сравнению с базальтовыми являются более кислыми, а следовательно, и более вязкими. Поэтому им свойственны полукристаллические структуры с большим количеством вулканического стекла. Наиболее распространенными структурами в основной массе андезитов являются следующие: гялопилитовая, которая получила название андезитовой (рис. 35), затем витрофирровая и пилотакситовая. Последняя



Рис. 35. Андезитовая структура в роговообманковом андезите. Ув. 40; при одном николе

характеризуется наличием скелета, сложенного спутанным «войлоком» микролитов, в интерстициях которого наблюдается вулканическое стекло. Реже в андезитах встречается интерсервальная структура. В базокварцевых дацитах основная масса часто обладает микропойкилитовой структурой.

Андезитовые и дацитовые порфириты

Палеотипные аналоги андезитов прежде назывались порфиритами, а палеотипные аналоги дацитов — кварцевыми порфиритами. А. Н. Заварицкий [9] предложил называть палеотипные аналоги пород среднего состава андезитовыми и дацитовыми порфиритами, что очень удобно, так как это сразу позволяет судить о первичном составе породы.

Палеотипные аналоги андезитов характеризуются теми же вторичными изменениями, которые были детально описаны в группе базальтов (зелено- и краснокаменные процессы перерождения). В случае зеленокаменного перерождения первичные плагиоклазы андезитов замещаются агрегатом соссюрита, который состоит в основном из альбита и минералов группы эпидота. Темноцветные минералы переходят в актинолит или хлорит, по вулканическому стеклу развивается хлорит, иногда минералы группы эпидота. Мелкие выделения рудного минерала, если он был представлен титаномагнетитом, замещаются лейкоксеном. В целом породы приобретают зеленую окраску и становятся очень близкими по составу к базальтовым порфиритам, от которых в ряде случаев они вообще не могут быть отличимы. Главными критериями для отнесения палеотипных пород к группе андезитов являются цветное число в основной массе и отчасти реликтовые структурные признаки. Частный случай зеленокаменного перерождения — преобразование андезитов в альбитофиры, т. е. породы, состоящие из альбита и вторичных минералов, главным образом хлорита, иногда эпидота и актинолита. В большинстве случаев удается доказать, что альбит развивается как вторичный минерал на месте более основного плагиоклаза, а анортитовая молекула в виде минералов группы эпидота выносится циркулирующими растворами за пределы породы. При альбитизации дацитов образуются кварцевые или базокварцевые альбитофиры.

При краснокаменном перерождении вследствие пропитывания вулканического стекла окислами железа породы приобретают красную или бурую окраску. Иногда при появлении дополнительно хлорита происходит смешение окрасок и андезитовые порфириты приобретают своеобразные красно-фиолетовые цвета.

Химический состав излившихся пород среднего состава

Окислы	Номера анализов										
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
SiO ₂	59,59	54,20	57,50	59,48	61,12	62,25	65,68	63,58	54,20	56,32	65,00
TiO ₂	0,77	1,31	0,79	0,48	0,42	1,65	0,57	0,64	2,21	1,45	1,67
Al ₂ O ₃	17,31	17,17	17,33	17,38	17,65	16,10	16,25	16,67	18,94	16,22	12,37
Fe ₂ O ₃	3,33	3,48	3,78	2,96	2,89	3,62	2,38	2,24	3,30	3,37	3,38
FeO	3,13	5,49	3,62	3,67	2,40	2,20	1,90	3,00	4,30	7,39	2,44
MnO	0,18	0,15	0,22	0,15	0,15	0,21	0,06	0,11	0,13	0,20	0,22
MgO	2,75	4,36	2,86	3,28	2,44	2,03	1,41	2,12	2,10	2,43	1,21
CaO	5,80	7,92	5,83	6,61	5,80	4,05	3,46	5,53	8,30	6,26	3,30
Na ₂ O	3,53	3,67	3,53	3,41	3,83	3,55	3,97	3,98	3,46	2,47	5,14
K ₂ O	2,04	1,11	2,36	1,64	1,72	2,44	2,67	1,40	1,22	2,07	2,60
H ₂ O	1,26	0,86	1,88	0,74	1,43	1,50	1,50	0,56	1,76	1,94	2,00
P ₂ O ₅	0,26	0,28	0,30	0,20	0,15	0,40	0,15	0,17	0,25	0,30	1,07
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	0,25	—	0,21
Сумма	99,95	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,42	100,42	100,61

I — андезиты вообще, среднее [5]; II — андезиты, среднее [47]; III — авгитовые андезиты, среднее [5]; IV — гиперстеновые андезиты, среднее [5]; V — роговообманковые андезиты, среднее [5]; VI — слюдяные андезиты, среднее [5]; VII — дациты, среднее [5]; VIII — дациты, среднее [47]; IX — авгит-гиперстеновый андезит Закарпатья [34]; X — гиперстеновый андезит Закарпатья [30]; XI — дацит Закарпатья [34].

Химический состав излившихся пород среднего состава

В табл. 17 приведены средние составы различных типов андезитов и дацитов, а также отдельных представителей андезитов и дацитов Закарпатья (анализы IX, X и XI). Сравнение числовых характеристик (табл. 18) средних составов андезитов показывает, что они располагаются в один ряд, от более основных авгитовых до слюдяных андезитов и затем дацитов. Та же закономерность отмечается и для лав Закарпатья. Но в целом андезиты Закарпатья характеризуются большей величиной c , что объясняется высокой основностью плагиоклаза, достигающего во вкрапленниках состава битовнита № 70—80.

Таблица 18

Результаты пересчета химических анализов излившихся пород среднего состава по методу А. Н. Заварицкого

Номера анализов [*]	Числовые характеристики										
	a	c	b	s	n	f'	m'	c'	a'	Q	$a:c$
I	11,1	6,4	12,0	70,5	75,3	51,8	40,6	7,6	—	+12,4	1,7
II											
III	11,6	6,3	13,4	68,7	69,5	53,4	38,1	8,5	—	+7,9	1,8
IV	10,1	6,9	13,4	69,6	76,4	47,4	42,7	9,9	—	+12,1	1,5
V	11,3	6,6	10,0	72,1	77,5	50,0	43,0	7,0	—	+5,0	1,7
VI	11,6	5,0	9,6	73,8	68,7	58,4	37,2	—	4,4	+19,4	2,3
VII	12,8	4,3	7,0	75,9	68,9	55,9	34,3	—	9,8	+21,9	3,0
VIII											
IX	10,1	8,5	13,6	67,8	81,2	55,1	27,8	17,1	—	+6,9	1,2
X	8,9	7,0	16,0	68,1	64,5	65,6	27,7	6,7	—	+11,5	1,2
XI	14,9	0,7	10,5	73,9	74,8	50,3	19,1	30,6	—	+17,3	21,3

* Номера анализов соответствуют приведенным в табл. 17

По сравнению со своими глубинными аналогами — диоритами и кварцевыми диоритами андезиты и дациты характеризуются большой величиной параметров a и меньшей b , что вообще вполне закономерно.

Геологические условия нахождения, распространение и формы залегания излившихся пород среднего состава

Как уже было указано, андезиты и их палеотипные аналоги имеют широкое распространение: они образуют покровы и потоки, и их появление на земной поверхности связано с изливаниями центрального типа. Поскольку андезитовая магма

обладает большой вязкостью, то андезиты часто образуют купола и обелиски. Общеизвестны купол и игла вулкана Мон-Пеле, купол вулкана Шивелуч. Благодаря вязкости андезитовой магмы и относительному богатству ее газами извержения андезитов часто носят взрывной характер, что приводит к образованию большого количества пирокластических продуктов.

В пределах геосинклинальных зон андезитовые порфириты и альбитофиры входят в состав спилит-кератофировой формации, слагая верхнюю часть ее разреза. Когда альбитосодержащие андезиты рассматривались как первичные щелочные породы, образовавшиеся из обогащенной натрием магмы, они получили название кератофиры, откуда и вся формация получила наименование спилит-кератофировой. В настоящее время это название устарело и формацию следовало бы называть спилит-альбитофировой, подчеркивая этим, что спилиты являются альбитизированными базальтовыми порфиритами, а альбитофиры — альбитизированными андезитовыми порфиритами.

Ю. А. Кузнецов [19] предлагает выделять в пределах геосинклинальных зон самостоятельную андезитовую формацию, сопровождающуюся интрузиями, преимущественно среднего состава.

Андезиты широко развиты среди образований современных вулканов Тихоокеанского вулканического пояса. Они являются также типичными породами Закарпатья, Венгрии и Румынии, занимая большие пространства на территории между Карпатами и Альпами. В пределах Советского Союза кроме Закарпатья андезиты широко развиты среди молодых эффузивов Кавказа, Камчатки, Курильских островов и других районов Дальнего Востока.

Полезные ископаемые

Со спилит-кератофировой (спилит-альбитофировой) формацией пространственно, а по данным некоторых исследователей [15], и парагенетически связаны месторождения медных колчеданов на Урале, Кавказе и в других регионах, С некковой фации андезитовых излияний, а именно, с их поствулканической гидротермальной деятельностью связаны месторождения полиметаллов и золота. Такой тип рудопроявлений известен в районе Вышкова в Закарпатье. Под влиянием воздействия гидротермальных рудоносных растворов андезиты и дациты превращаются в так называемые пропилиты — породы, состоящие из хлорита, каолинита, кальцита, вторичного кварца или халцедона и других вторичных минералов. Характерным для пропилитов является наличие пирита.

Андезиты являются хорошим строительным материалом и, кроме того, иногда используются как кислотоупорный материал.

§ 7. ГРУППА КИСЛЫХ ПОРОД (ГРУППА ГРАНИТА — ЛИПАРИТА)

Интрузивные породы кислого состава, имеющие собирательное название «гранитоиды», очень широко распространены и играют исключительно важную роль в строении земной коры. Например, на территории Советского Союза гранитоиды составляют почти 95 % общей площади выходов интрузивных пород [31].

В группе кислых магматических пород количественное соотношение между интрузивными и эффузивными представителями обратно соотношению между ними в группах основных и средних горных пород. Так, по данным А. Н. Заварицкого [9], кислые интрузивы на территории СССР составляют 48,7 % всех магматических пород, а кислые эффузивы — всего 13,5 %. Примерно таково же соотношение, по данным Р. Дэли [5], для Соединенных Штатов Америки, где кислые интрузии составляют 35 %, а кислые эффузивы — 12,5 %, т. е. в 3 раза меньше.

Главными представителями кислых интрузивных пород являются граниты. Излившиеся кайнотипные аналоги гранитов называют липаритами и соответственно палеотипные аналоги — липаритовыми порфирами.

Глубинные породы (гранитоиды)

От ранее рассмотренных групп магматических пород гранитоиды отличаются одной главной особенностью: содержание кремнезема в них настолько велико (65—75 %), что в их составе кварц (т. е. избыточный свободный кремнезем) становится одним из главных минералов. Одновременно убывает содержание мафических окислов, в то время как окислы щелочных металлов — натрия и калия — становятся существенными компонентами химического состава пород.

В случае особенно высокого содержания окислов щелочных металлов в составе гранитов присутствуют щелочные темнокрасные минералы. Это служит одним из признаков для подразделения гранитов на известково-щелочные, или нормальные, и щелочные. Те и другие далее рассматриваются отдельно.

Минеральный состав

Минеральный состав гранита нормального ряда, как наиболее типичного представителя данной группы, приведен в табл. 19.

Количественно-минеральный состав гранита следующий: кислый плагиоклаз 30 %, калиевый полевой шпат — 30 %, кварц — 30 % и 10 % приходится на долю биотита и аксессуарных минералов. Таким образом, цветное число гранита равно 10 %. Граниты с пониженным или повышенным цветным чис-

Породообразующие минералы гранитов нормального ряда

Группа минералов	Минералы	
	первичные	вторичные
Главные	Плагиоклаз кислый Калиевый полевой шпат Кварц Биотит	Серицит Каолинит Хлорит
Второстепенные	Роговая обманка Пироксен ромбический Пироксен моноклинный Мусковит	Актинолит, хлорит Серпентин Актинолит, хлорит
Акцессорные	Апатит Циркон Титанит Ортит Рутил Магнетит	

лом рассматриваются соответственно как лейкократовые или меланократовые разности.

Плагиоклаз представлен чаще всего альбит-олигоклазом и олигоклазом № 10—25, иногда обнаруживающим зональное строение и тогда достигающим во внутренней части кристалла состава андезина. Из вторичных минералов по кислому плагиоклазу образуется серицит, а центральные части зональных кристаллов, имеющие состав андезина, иногда замещаются агрегатом соссурита.

Калинатовые полевые шпаты в гранитоидах могут быть различными: их свойства обнаруживают зависимость от условий становления и возраста интрузивных массивов. Здесь обычны ортоклаз и микроклины высокой степени упорядоченности, обычно с решетчатым строением, однако в наиболее молодых, кайнозойских гранитах калинатовые полевые шпаты могут сохранять высокотемпературное структурное состояние и быть представлены санидином и анортоклазом.

Пертиты распада обычны в гранитоидах, за исключением наиболее молодых, где могут сохраниться санидин и анортоклаз гомогенного строения. В одних случаях пертиты представляют собой хорошо различимые под микроскопом пластинчатые вроски альбита, в других же — представлены криптопертитами, где прорастание калиевого полевого шпата альбитом устанавливается только по неравномерному угасанию кристал-

лов калишпата. Весьма обычны в кристаллах калишпата и пертиты замещения, т. е. пятнообразные неправильной формы вросстки метасоматически развивавшегося альбита.

Биотит относится чаще всего к высокожелезистым разновидностям, резко плеохроирующим в коричневых тонах. Замещается он хлоритом, иногда мусковитом.

Роговая обманка в нормальных гранитах бурая или зеленая, замещается хлоритом и актинолитом.

Пироксен в гранитах чаще всего представлен железистым гиперстеном, реже встречается моноклинный пироксен — авгит.

Характерной особенностью гранитов является повышенное содержание и разнообразный состав аксессуарных минералов (см. табл. 19).

Подразделение гранитоидов по минеральному составу

Главными признаками для подразделения гранитоидов на разновидности являются: относительное количество калишпата и плагиоклаза, содержание кварца, основность плагиоклаза, состав темноцветных минералов. Поэтому для единообразной диагностики гранитоидов в геологической практике необходима систематика, базирующаяся на точной количественно-минеральной основе. В наши дни, несмотря на большое число классификаций гранитоидов, предложенных различными авторами, общепринятая их классификация пока отсутствует. Принятые нами и применяемые далее систематика и номенклатура гранитоидов основаны на получившей широкое признание в нашей стране классификации этих пород Б. М. Куплетского с уточнениями и дополнениями в соответствии с рекомендациями XXIV сессии Международного геологического конгресса, опубликованными Петрографическим комитетом АН СССР [29].

Первым признаком, положенным в основу классификации, являются количественные соотношения калиевого полевого шпата и плагиоклаза, выраженные в процентах от суммы обоих полевых шпатов. Если в породах присутствует альбит (как, например, в щелочных гранитах), он рассматривается вместе с калиевым полевым шпатом.

По этому признаку выделяются следующие четыре группы гранитоидов (табл. 20).

Самой распространенной группой является III (граниты.)

Граниты нормального ряда, общий минеральный состав которых был описан в предыдущем разделе, подразделяются на разновидности в зависимости от состава темноцветных минералов. Наиболее распространены биотитовые граниты. Они представляют собой полнокристаллическизернистые породы светло-серого цвета. Измененные (в частности, выветрелые) граниты приобретают розоватые окраски,

Классификация гранитоидов

Группа гранитоидов	Содержание калишпата, об. % от суммы полевых шпатов	Главные представители группы
I	0—10	Тоналиты, плагиограниты
II	10—35	Гранодиориты
III	35—65	Граниты (нормального ряда)
IV	Более 65	Щелочные граниты, аляскиты

так как калиевый полевой шпат окрашивается при изменении в розовый цвет тонкодисперсными окислами железа, которое присутствует в его составе в виде примеси. Иногда измененные граниты становятся зеленоватыми и буроватыми благодаря развитию в них эпидота и гидроокислов железа. Реже встречаются мусковитовые граниты, в которых слюда представлена мусковитом. Если же в них присутствуют в существенном количестве как биотит, так и мусковит, они называются двуслюдяными гранитами. Наконец, известны роговообманковые и биотит-роговообманковые граниты.

Рапакви — разновидность биотит-роговообманковых гранитов, отличающихся своеобразной овоидной структурой. В них присутствуют овоиды — порфиридные выделения размером в несколько сантиметров, которые состоят из розового калишпата, окруженного каймой зеленоватого олигоклаза.

Чарнокиты — гиперстеновые граниты, часто встречаемые среди гранитов докембрийского возраста.

Гранодиориты (II группа) отличаются от гранитов тем, что плагиоклаз представлен не олигоклазом, а андезином, который всегда преобладает над калишпатом, а количество кварца здесь около 20 %. Характерным темноцветным минералом в гранодиоритах является наряду с биотитом роговая обманка. Цветное число составляет около 15 % и достигает в меланократовых разностях 25 %.

Тоналиты (I группа) отличаются от гранодиоритов тем, что калиевый полевой шпат в них либо отсутствует, либо является второстепенным минералом. Главные минералы тоналитов — андезин, темноцветный минерал (чаще роговая обманка, реже биотит) и кварц, содержание которого составляет обычно 25—30 % объема пород. Бедные кварцем тоналиты с содержанием его менее 15 % должны называться уже кварцевыми диоритами. Таким образом, через гранодиориты и тоналиты проходит непрерывная серия переходных пород от гранитов к диоритам.

Плагиограниты (I группа) по содержанию кварца вполне отвечают нормальным гранитам, но в отличие от

последних в них калишпат не входит в число главных минералов; состав плагиогранитов — это прежде всего кислый плагиоклаз, кварц, темноцветный минерал (обычно роговая обманка).

Аляскиты отличаются от нормальных гранитов более высоким содержанием калишпата, не менее чем вдвое превышающим содержание плагиоклаза. Последний здесь кислее и представлен альбитом-олигоклазом, иногда альбитом. Больше в этих породах и кварца, содержание которого составляет 35—40 % объема пород. В аляскитах практически отсутствуют темноцветные минералы, а если и встречается биотит, содержание его всегда ниже 5 %. Все эти особенности характеризуют аляскиты как ультракислые породы.

Щелочные граниты отличаются от гранитов нормального ряда тем, что они перенасыщены щелочами, в основном натрием. Поэтому плагиоклаз в них представлен альбитом первых номеров. Калинатровый полевой шпат благодаря высокому содержанию альбитовой примеси представлен микроклипертитом с повышенным количеством пертитовых вростков альбита. Кварц, как обычно в граните, составляет около 25—30 %. Темноцветные минералы представлены щелочными пироксенами либо амфиболами: эгирином, эгирин-авгитом, арфведсонитом, рибекитом; часто присутствует железистая слюда — лепидомелан. Щелочные граниты также подразделяются по составу цветных минералов на разновидности.

Текстура и структура

Текстура гранитоидов в одних случаях вполне однородная, массивная, в других — неоднородная, такситовая (пятнистая) или полосчатая. Неоднородные текстуры встречаются преимущественно в более основных разновидностях гранитоидов — тоналитах, гранодиоритах, где цветные минералы распределяются часто неравномерно, образуя скопления в виде пятен или неправильных полос — шлиры. Шлиры, состоящие из роговой обманки и биотита, обычно имеют расплывчатые, неправильные границы, но иногда сохраняют следы угловатых очертаний. Последнее свидетельствует о том, что каждый из шлиров образовался на месте ксенолита, т. е. обломка какой-то другой породы, захваченного и переработанного магмой. Распространены в гранитоидах также директивные текстуры, выражающиеся в однообразной субпараллельной ориентировке таблитчатых кристаллов полевых шпатов, иногда пластинок слюды. Таблички полевых шпатов обычно ориентируются по тому направлению, в котором происходило течение магмы до ее полной кристаллизации.

Структура гранитоидов чаще всего среднезернистая с размером выделений 1—2 мм, реже крупнозернистая (до 5—6 мм). Мелкозернистые породы с размером выделений в доли милли-

метра встречаются близ контактов интрузивных тел и в их маломощных ответвлениях — апофизах.

Широко распространена в гранитах и гранодиоритах порфиroidная структура. В таких случаях порода содержит обычно порфиroidные выделения калиевого полевого шпата в таблитчатых кристаллах размером до нескольких сантиметров в длину, которые заключены в промежуточной среднезернистой; а иногда даже крупнозернистой массе гранитного со-



Рис. 36. Гранит с гипидиоморфнозернистой структурой. Ув. 20; николи +. Мирмекитовый агрегат (Мр) в микрoклинe (Мк) на границе с плагноклазоm (Пл).

става. Реже порфиroidные выделения представлены плагноклазоm или кварцеm. Последний образует порфиroidные выделения, если его содержание в граните достигает 30 % и выше.

Микроструктура гранитоидов чаще всего гипидиоморфнозернистая, иначе называемая гранитовой. В наиболее типичном случае плагноклаз идиоморфен по отношению к калиевому полевоmu шпату и кварцу; он образует кристаллы таблитчатых очертаний, промежутки между которыми заполнены ксеноморфными выделениями двух других минералов (рис. 36).

Кварц и калиевый полевоy шпат редко обнаруживают иди-

оморфизм, однако встречаются различия гранитоидов, в которых выделения того или другого минерала образованы лучше. Это видно, в частности, на рис. 36, где калиевый полевой шпат обнаруживает некоторый идиоморфизм по отношению к кварцу. Обратные соотношения, т. е. некоторый идиоморфизм кварца по отношению к калишпату, также встречаются, в основном в аляскитах. Темноцветные минералы в гранитоидах обычно образуют скопления вдоль интерстиций (промежутков) между светлоцветными минералами. В них можно видеть в тесном срастании выделения биотита, зерна роговой обманки (в роговообманковых различиях гранитоидов), а также кристаллы акцессорных минералов — сфена, апатита, циркона, магнетита и др. Характерно, что сами темноцветные минералы в этих скоплениях, как и акцессорные, нередко образуют идиоморфные кристаллы: биотит — пластинки с хорошо развитой гранью третьего пинакоида, роговая обманка — призматические кристаллы.

Изучение микроструктуры показывает, что кристаллизация многих гранитоидов — сложный, многоэтапный процесс и некоторые минералы в них представлены двумя, а иногда и тремя генерациями (поколениями). Обычно это выражается в том, что полевые шпаты и кварц образуют крупные порфировидные выделения, а промежутки между ними заполнены более мелкозернистой массой тех же минералов, явно выделявшихся позднее, т. е. образующих вторую генерацию.

Распространенной особенностью гранитоидов, наблюдаемой под микроскопом, является присутствие мирмекитов, т. е. выделений олигоклаза неправильной формы с тонкими червеобразными вросками кварца, развившимися при замещении калиевого полевого шпата на границе последнего с первичным плагиоклазом (см. рис. 36).

Выше были отмечены микроструктурные особенности, наблюдаемые в гранитах и присущие в той или иной степени группе гранитоидов в целом. Вместе с тем в микроскопическом облике различных представителей этой группы можно отметить характерные для них черты.

Гранодиориты обладают наиболее резко выраженной гипидиоморфнозернистой структурой благодаря хорошо выраженному идиоморфизму плагиоклаза, который обычно бывает представлен таблитчатыми кристаллами, часто с зональным строением. Здесь сказывается общая закономерность, наблюдаемая в кислых интрузивных породах: чем выше основность плагиоклаза, тем более совершенен его идиоморфизм на границе с калиевым полевым шпатом и кварцем. Роговая обманка столь же характерна для гранодиоритов, как и биотит, приурочена вместе с ним к границам между светлоцветными минералами, но может давать при этом хорошо образованные призматические кристаллы (рис. 37).

Аляскиты, наиболее кислые представители группы, имеют структуру, приближающуюся к аллотриоморфнозернистой: плагиоклаз, близкий здесь к альбиту, и калиевый полевой шпат образуют, как правило, неправильные выделения.

Щелочные граниты сходны по общей микроструктуре с аляскитовыми гранитами, здесь альбит и калишпат также образуют обычно неправильные выделения, а кварц может обнару-

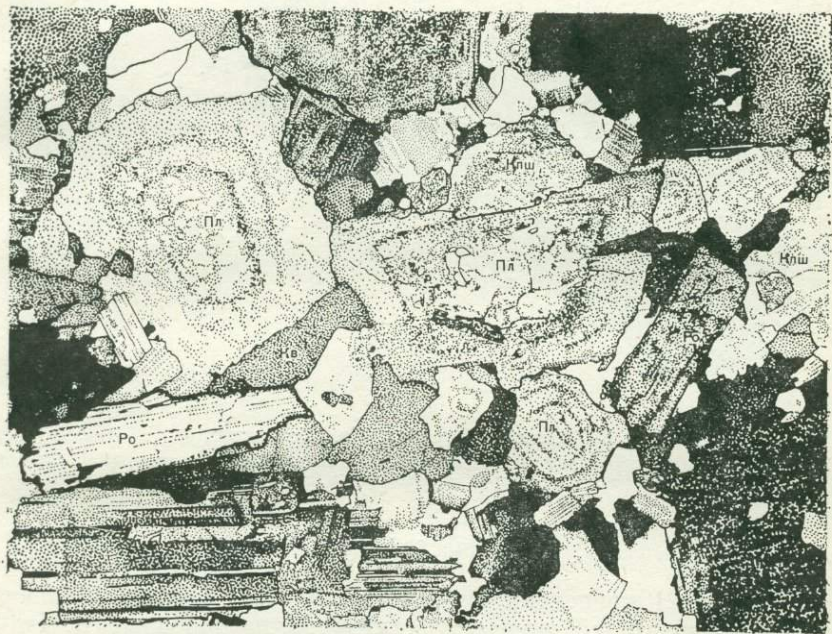


Рис. 37. Гранодиорит. Ув. 20; николи [+].

Идиоморфизм плагиоклаза (Пл) по отношению к кварцу (Кв) и калиевому полевому шпату (Кш). Виден призматический кристалл роговой обманки (Ро).

живать некоторый идиоморфизм по отношению к ним (рис. 38). Особенностью натриевых щелочных гранитов является, как уже указывалось, весьма интенсивное развитие пертитов в калиевых полевых шпатах, благодаря чему более половины площади их кристаллов приходится на долю пертитовых вростков альбита, образовавшихся путем как распада, так и замещения. Темноцветный минерал в щелочных гранитах (в данном случае эгирин) приурочен преимущественно к промежуткам между кристаллами светлоцветных минералов.

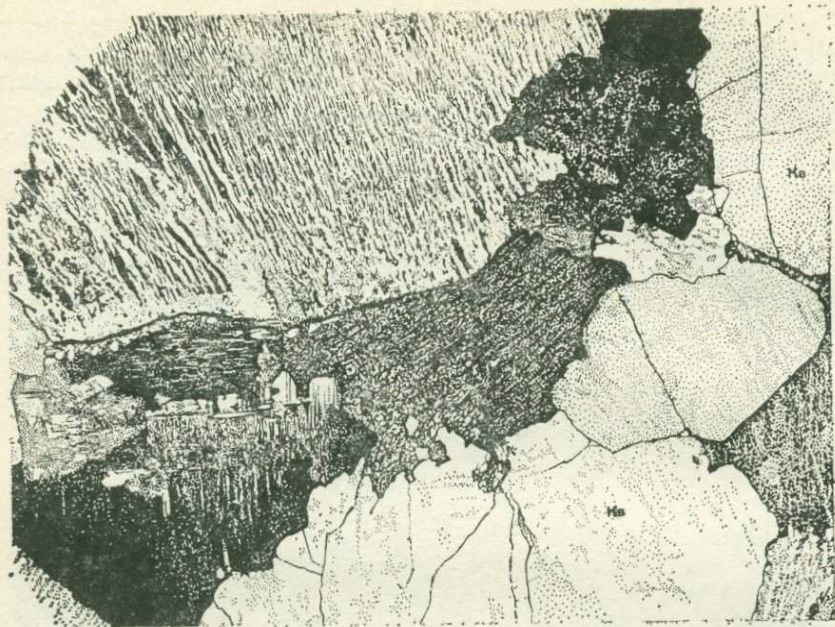


Рис. 38. Щелочной гранит. Ув. 20; николи +.

Интенсивно пертитизированный микроклин (Мк) ксеноморфен к кварцу (Кв). Эгири (темный в центре) расположен в интерстициях.

Химический состав

В табл. 21 приведены средние химические составы различных представителей группы гранитоидов, вычисленные Р. Дэли и С. Нокколдсом, из которой видно, что содержание кремнезема, наиболее значительное в аляскитах и щелочных гранитах (73—76 %), падает в гранодиоритах до 65 %. Соответственно величина числовой характеристики s пересчета по методу А. Н. Заварицкого (табл. 22) колеблется от 74 до 83. Содержание глинозема в среднем 13—15 %. Содержание окислов железа в гранитоидах, составляющее в среднем около 3 %, поднимается в гранодиоритах до 4—5 % и падает в аляскитах до 1 % и менее. Характерным является поведение окисла магния, содержание которого в среднем для гранитоидов около 1 %, в гранодиоритах оно повышается до 2 %, а в аляскитах падает до сотых долей процента.

Содержание окислов щелочных металлов в нормальных гранитах составляет около 8 % при некотором преобладании калия над натрием, в щелочных гранитах их суммарное содержание повышается до 9—10 % и преобладающим становится натрий.

Химический состав гранитоидов

Окислы	Номера анализов				
	I	II	III	IV	V
SiO ₂	69,21	72,08	65,01	73,30	76,47
TiO ₂	0,41	0,37	0,57	0,11	0,07
Al ₂ O ₃	14,41	13,86	15,94	12,33	13,03
Fe ₂ O ₃	1,98	0,86	1,74	2,58	—
FeO	1,67	1,67	2,65	1,28	1,04
MnO	0,12	0,06	0,07	0,02	0,01
MgO	1,15	0,52	1,91	0,26	0,06
CaO	2,19	1,33	4,42	0,46	0,45
Na ₂ O	3,48	3,08	3,70	4,55	3,53
K ₂ O	4,23	5,46	2,75	4,20	4,81
P ₂ O ₅	0,30	0,18	0,20	0,05	0,01
H ₂ O	0,85	0,53	1,04	0,86	0,52
С у м м а	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

I — щелочноземельные граниты, среднее [5]; II — щелочноземельные граниты, среднее из 72 анализов [47]; III — гранодиориты, среднее [5]; IV — щелочные граниты, среднее [5]; V — аляскиты, среднее [5].

Таблица 22

Результаты пересчета химических анализов гранитоидов по методу А. Н. Заварицкого

Номера анализов*	Числовые характеристики										
	a	c	b	s	n	f'	m'	c'	a'	Q	a:c
I	13,7	2,6	5,5	78,2	55,4	61,7	35,8	—	2,5	+26,4	5,3
II	14,4	1,6	3,7	80,3	46,2	64,3	21,4	—	14,3	+30,2	9,0
III	12,4	4,5	8,3	74,8	66,7	49,6	39,7	10,7	—	+20,3	2,8
IV	15,6	0,1	4,1	80,2	62,2	79,4	11,1	9,5	—	+29,1	15,6
V	14,1	0,5	2,4	83,0	52,8	35,1	5,4	—	59,5	+37,3	28,2

* Номера анализов соответствуют приведенным в табл. 21.

Если говорить в целом об основаниях, входящих в состав цветных минералов (железо, магний, марганец), роль которых выражается величиной характеристики b , то она будет, естественно, больше в гранодиоритах и тоналитах ($b=8-9$) и значительно меньше в аляскитах, лишенных цветных минералов ($b=2-3$).

Содержание окиси кальция составляет в среднем по группе гранитоидов 1—2%. В гранодиоритах, обладающих повышенным содержанием плагиоклаза и его большей основностью,

этот окисел достигает 5 % (характеристика c около 4—5); в аляскитах и щелочных гранитах, где плагиоклаз отсутствует, кальций содержится в виде долей процента (c около 0,1—0,5).

Характерными компонентами гранитоидов являются окислы щелочей — калия и натрия, которые в сумме составляют в среднем около 6—7 %. В щелочных гранитах их содержание поднимается до 9 %. Соответственно величина характеристики a при пересчете, по А. Н. Заварицкому, составляет в нормальных гранитах и гранодиоритах 12—13, а в щелочных гранитах — около 15—16. Учитывая большое классификационное значение щелочей, при петрохимических сопоставлениях их рассматривают обычно раздельно. Для нормальных гранитов характерно примерно равное содержание окисей калия и натрия, если их выразить в молекулярных количествах (n около 50). В щелочных гранитах обычно наблюдается заметное преобладание натрия над калием ($n=60-70$).

Морфология тел гранитоидного состава и геологические особенности их залегания

Гранитоиды — самая распространенная на земном шаре интрузивная порода, ими сложены крупнейшие из известных интрузивных тел. В целом гранитоиды слагают тела весьма разнообразного размера: от штоков, имеющих сотни метров в поперечнике, до батолитических интрузивов, измеряемых сотнями километров.

Гранитоидные массивы наблюдаются повсеместно в тектонически подвижных поясах земной коры (геосинклиналях), испытавших складчатость, которая закономерно сопровождалась внедрением гранитоидных интрузий. Как следствие этого, в складчатых сооружениях различного возраста гранитоидные массивы располагаются преимущественно вдоль их осевых зон. Таковы кислые интрузии, вытянутые вдоль герцинских складчатых зон Урала, Центрального Казахстана, Рудного Алтая, крупные тела гранитоидов в осевой части альпийского антиклинория Большого Кавказа и, наконец, гранитоиды позднемезозойского возраста вдоль складчатых сооружений Сихотэ-Алиня.

Массивы в складчатых сооружениях палеозойского и более молодого возраста, доступные нашему наблюдению, обычно формировались на умеренной глубине в несколько километров. Форма их в плане грубоовальная или неправильная. Они часто бывают приурочены к ядрам крупных складчатых структур (антиклинориев) или же образуют внедрения вдоль разломов.

Взаимоотношения гранитоидных плутонов со складчатыми структурами вмещающих осадочных и метаморфических пород могут быть различными. В одних случаях массивы резко несогласны по отношению к этим структурам и прорывают их (дискордантные интрузивы), в других — гранитоиды образуют тела,

согласные со складчатыми структурами вмещающих толщ (конкордантные интрузивы). Имеется много примеров, когда кислые интрузивные тела внедрялись вдоль поверхности несогласия между различными геологическими формациями. Такие межформационные гранитоидные тела имеют уплощенную форму и, обнажаясь на дневной поверхности, могут слагать обширные площади в сотни квадратных километров, будучи в то же время относительно маломощными (до 1—2 км) в вертикальном измерении. Для таких массивов площадью более 200 км² в настоящее время большинством исследователей употребляется термин «батолитическое тело».

Рассматривая морфологию и характер залегания гранитоидных интрузивов, следует иметь в виду, что многие из них образовались путем не одноактного, разового, внедрения магмы, а в результате более сложного интрузивного процесса, состоящего из двух или более этапов (фаз). Многофазность интрузивного процесса нашла отражение в широко применяемом термине «интрузивный комплекс».

В. С. Коптев-Дворников [11] определяет интрузивный комплекс как «всю совокупность магматических и гидротермальных образований, возникших в ходе развития единого интрузивного процесса определенного возраста». Все эти образования близки друг к другу по времени возникновения и связаны между собой пространственно, а также парагенетически, т. е. порождены общим для них магматическим очагом.

Изучение интрузивных комплексов гранитоидов показало, что в их формировании различаются две главные фазы: собственно интрузивная (внедрение крупных массивов) и жильных пород (внедрение жил и даек).

При изучении интрузивных комплексов гранитоидов часто пользуются понятием «фация интрузивных пород». Под этим понимается совокупность интрузивных пород, образовавшихся при одинаковых условиях (глубина застывания, положение в массиве) и обладающих петрографической спецификой, которая отражает эти условия.

В. С. Коптев-Дворников предложил выделять в пределах гранитоидных массивов, сформировавшихся в собственно интрузивную фазу, следующие две фации: главную интрузивную и эндоконтактовую. К эндоконтактовой фации принадлежат краевые части массивов, где в породах вследствие их приконтактового положения наблюдаются либо более мелкозернистые структуры, либо повышенное количество ксенолитов вмещающих пород, либо более меланократовый характер гранитоидов благодаря ассимиляции (усвоению) магмой вещества этих пород. Ассимиляция представляет собой растворение магматическим расплавом обломков вмещающих пород, захваченных им при внедрении, или же материала стенок камеры, в которую произошло внедрение.

Геологическое картирование гранитоидных массивов показало такие особенности минерального состава эндоконтактовой фации, которые, несомненно, указывают на активное участие ассимиляционных процессов в ее формировании. Это относится в основном к массивам, сложенным гранитами и гранодиоритами, в интрузивах же лейкократовых и аляскитовых грани-

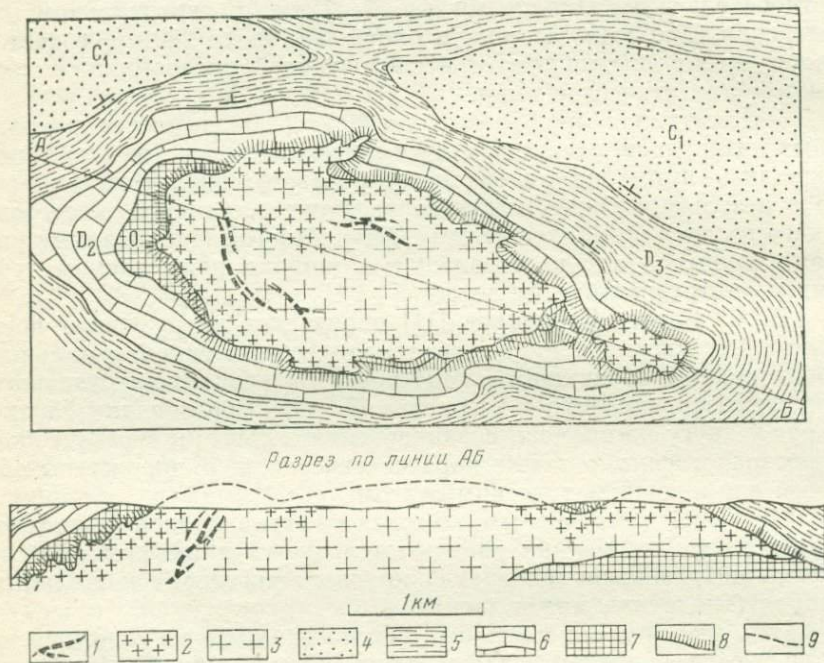


Рис. 39. Геологическое положение и внутреннее строение гранитоидного массива.

1 — жилы микрогранитов; 2 — мелкозернистые кварцевые диориты эндоконтактовой зоны (фация эндоконтакта); 3 — среднезернистые гранодиориты внутренних частей массива (главная интрузивная фация); 4 — нижнекаменноугольная толща (песчаники); 5 — верхнедевонская толща (алевролиты); 6 — среднедевонская толща (известняки); 7 — метаморфическая толща ордовика; 8 — контакто-измененные (ороговикованные) породы экзоконтактовой зоны; 9 — реконструкция положения кровли массива на разрезе.

тов данное явление выражено гораздо слабее. В гранитных массивах благодаря ассимиляции нередко присутствует эндоконтактовая зона, сложенная более основными породами: гранодиоритами, кварцевыми диоритами и даже иногда габбро. Породы, образующиеся в результате ассимиляции, имеют, таким образом, двойственный источник вещества и называются гибридными, а описанный процесс их формирования известен под названием гибридизма.

На рис. 39 показан гранитоидный массив, залегающий в ядре антиклинальной структуры, в пределах которого по-

роды подразделены по фазам внедрения и фациальному положению. Здесь представлены породы двух фаз внедрения: собственно интрузивной (гранодиориты, кварцевые диориты) и жильной (микрограниты). Породы собственно интрузивной фазы неоднородны в фациальном отношении. Гранодиориты внутренней части массива представляют главную интрузивную фацию. В краевой зоне массива представлена фация эндоконтактов: это более основные породы, отвечающие по составу кварцевым диоритам. В контакте с гранитоидами вмещающие породы под влиянием высокой температуры внедрявшейся магмы превращены в контактово-метаморфические породы — роговики (о них см. во второй части настоящего учебника, посвященной описанию метаморфических пород).

Полезные ископаемые

Широко известно, что гранитоиды с древних времен применяются как строительный декоративный материал. Например, гранит рапакиви широко использован для облицовки набережных и многих сооружений в Ленинграде.

Вообще с гранитоидами генетически связаны многие типы рудных и нерудных полезных ископаемых. В грейзенах в ассоциации с аляскитовыми и лейкократовыми гранитами наблюдаются месторождения олова, вольфрама и молибдена. Скарновые месторождения, содержащие молибденит и шеелит, обнаруживают приуроченность к контактам гранитных тел. С нормальными гранитами и гранодиоритами ассоциируют месторождения свинца, цинка, меди, золота и других металлов.

Существование генетических связей между рудной минерализацией и интрузивными массивами кислого состава в одних случаях устанавливается довольно отчетливо (скарны, грейзены), в других случаях лишь предполагается (метасоматические и жильные месторождения сульфидов, расположенные на значительном расстоянии от массива гранитоидов). Выявление таких закономерных связей, т. е. изучение металлогении кислых магматических пород, является важной задачей комплексного минералогического, петрографического и металлогенического исследования.

Излившиеся породы (липариты и липаритовые порфиры)

Липариты

Кислые эффузивы — липариты представляют собой породы светло-серого, желтоватого и розоватого цвета порфировой структуры. Величина вкрапленников колеблется в пределах 0,2—2 мм, реже 4—5 мм. При макроскопическом определе-

нии липаритов отличительной их особенностью является наличие во вкрапленниках кварца. Стекловатые разности липаритов часто обладают раковистым изломом и эмалевидным, иногда фарфоровидным блеском.

Минеральный состав

Из табл. 23, где приведен минеральный состав липаритов, следует, что плагиоклаз во вкрапленниках изменяется в широком интервале от олигоклаза до лабрадора включительно. Плагиоклаз образует кристаллы правильной формы с резко выраженным зональным строением. Санидин во вкрапленниках водяно-прозрачный, часто образует простые двойники. Кварц представлен высокотемпературной разновидностью — он обла-

Т а б л и ц а 23

Вещественный состав липаритов

Минералы вкрапленников	Плагиоклаз (от олигоклаза до лабрадора), санидин, кварц, биотит, роговая обманка, реже ромбический пироксен (гиперстен) и моноклинный пироксен
Минералы основной массы	Бесцветное (в шлифе) вулканическое стекло или в результате его раскристаллизации зернистый агрегат кислого плагиоклаза, санидина и кварца
Цветное число лавы в целом, %	5

дает дипирамидальным габитусом. Часто его вкрапленники оплавлены и содержат коррозионные языки основной массы. Биотит в липаритах обладает темно-коричневой или почти черной окраской, что свидетельствует об его высокой железистости. Листочки биотита часто изогнуты и расщеплены по спайности. Роговая обманка представлена коричневой разновидностью с резким плеохроизмом и также обладает высокой железистостью. В качестве аксессуарных минералов в липаритах наблюдаются рудные минералы, изредка апатит и циркон.

Основная масса липаритов из-за большой вязкости часто представлена исключительно вулканическим стеклом или же характеризуется тонкой раскристаллизацией и тогда состоит из мельчайших зерен кислого плагиоклаза, санидина и кварца. Как правило, микролиты в основной массе липаритов отсутствуют. Вулканическое стекло в липаритах бесцветное и обладает низким показателем преломления, ниже канадского бальзама.

Среди липаритов выделяются разновидности по составу цветных минералов: биотитовые, роговообманковые, пироксеновые и др. При отсутствии в липаритах во вкрапленниках санидина породы называются риолитами.

Стекловатые разновидности липаритов афирмовой структуры относятся к кислым вулканическим стеклам, среди них в зависимости от окраски, микроструктуры и характера излома различают следующие типы. Обсидианы — серые, серо-черные, черные вулканические стекла с характерным раковистым изломом; воды не содержат; в прозрачных шлифах бесцветны или слабо окрашены в буроватый цвет. Пехштейны — черные, красные, бурые, зеленоватые, иногда желтоватые, реже белые вулканические стекла со смоляным блеском; содержат в своем составе до 8 вес. % воды. Перлиты — серые, голубовато-серые или желтовато-серые вулканические стекла с восковым или эмалевидным блеском; обладают перлитовой отдельностью, вследствие чего породы состоят из отдельных скорлуповатых шариков.

К группе липаритов относят также пемзы — породы, окрашенные в белый, светло-серый или желтоватый, редко красноватый цвет с характерным пенистым, иногда трубчатым строением. Пемзы состоят главным образом из вулканического стекла, растянутого в виде тончайших трубочек, напоминающих волосы; отсюда пемзы вулкана Пеле получили название «волосы Пеле».

Во всех вышеперечисленных вулканических стеклах в небольших количествах могут встречаться вкрапленники, а также раскристаллированные участки в виде сферолитовых образований, литофиз или полос микрофельзита, ориентированных в породах по флюидалности.

Кроме того, к группе липаритов А. Н. Заварицкий [9] относит липаритоидные (риолитоидные) дациты, которые являются излившимися аналогами гранодиоритов и представляют собой переходную группу пород от липаритов к типичным андезитоидным дацитам. В отличие от андезитоидных дацитов липаритоидные дациты характеризуются основной массой, сходной с основной массой липаритов. В качестве вкрапленников из цветных минералов они содержат главным образом биотит и роговую обманку; пироксен встречается редко.

Излившимися аналогами щелочных гранитов являются пантеллериты и комендиты, которые генетически относятся также к группе кислых лав. Пантеллериты содержат в качестве вкрапленников анортоклаз, диопсид или эгирин-авгит, кроссит и реже кварц. Диопсид и эгирин-авгит либо образуют самостоятельные вкрапленники, либо первый обрастает вторым. Основная масса состоит из чистого зеленоватого стекла или же из войлока микролитов полевого шпата, кварца и в меньшей сте-

пени эгирина, пронизанного также вулканическим стеклом. Комендиты в качестве порфировых выделений содержат санидин, микропертит, альбит, кварц и из цветных минералов — эгирин, арфведсонит или рибекит и реже биотит. Структура основной массы микрогранитная гранофировая или микропиклитовая, реже полустекловатая. Таким образом, пантеллериты отличаются от комендитов характером щелочного полевого шпата и составом цветных минералов.

Текстура и структура

При полосчатом строении липариты обладают флюидальной текстурой (рис. 40). Характерной особенностью липаритов является наличие маломощных (0,2—0,3 мм) прожилков и линз,

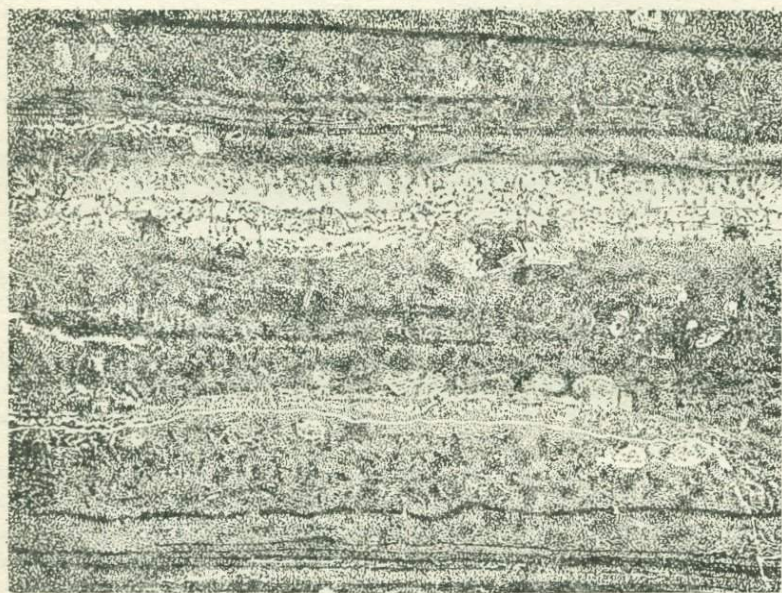


Рис. 40. Полосчатая флюидальная текстура в липарите. Закарпатье. Ув. 20; при одном николе.

Видны прожилки, выполненные копьевидными кристаллами тридимита.

заполненных копьевидными кристаллами тридимита или кристобалита, причем кристаллы тридимита растут от стенок навстречу друг к другу (см. рис. 40). Позже прожилки тридимита замещаются кварцем.

В случае появления в вулканическом стекле концентрических трещин, вдоль которых наблюдается частичная раскристаллизация стекла, структура получает название перлитовой

(рис. 41). Вдоль перлитовых трещин появляются волосовидные кристаллиты, настолько мелкие, что даже при больших увеличениях под обыкновенным поляризационным микроскопом их минеральный вид определить не удастся.

В липаритах очень часто присутствует совместно несколько типов структур. Из-за большой вязкости кислой лавы наблюдается раскристаллизация стекла в виде радиальнолучистых сферолитов. Такая структура называется сферолитовой, причем

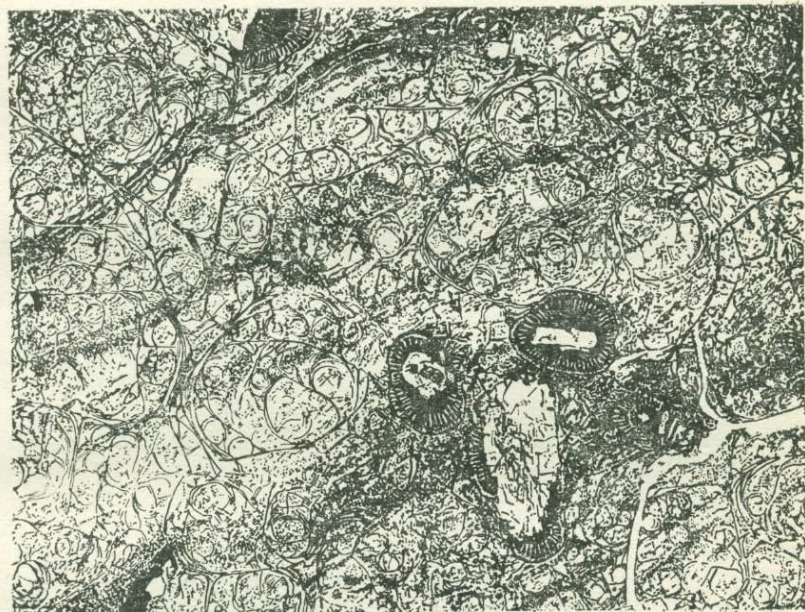


Рис. 41. Перлитовая структура в липарите со сферолитовыми образованиями вокруг вкрапленников. Закарпатье. Ув. 20; при одном николе.

часто зарождение сферолитов начинается вокруг вкрапленников (см. рис. 41). Сферолиты либо сложены санидином, либо состоят из графического срастания санидина и кварца. Если сферолиты содержат грубоконцентрические пустоты, чередующиеся со слоями сферолитового строения, то их называют литофизами. Они также развиваются вокруг вкрапленников в липаритах и при выветривании породы выпадают в виде отдельных шариков.

В случае точечной раскристаллизации стекла возникает фельзитовая или микрофельзитовая структура, когда общая масса действует на поляризованный свет, но отдельных

неделимых частиц не видно, так как толщина их меньше толщины шлифа. Кроме вышеперечисленных структур в липаритах наблюдаются структуры прорастания полевых шпатов и кварца — гранофировая и микропегматитовая.

Все структуры раскристаллизации вулканического стекла типичны также для палеотипных аналогов липаритов — липаритовых порфиров.

Липаритовые порфиры

Палеотипные аналоги липаритов прежде назывались кварцевыми порфирами. А. Н. Заварицкий [9] считает, что этот термин имеет более широкое значение и поэтому предлагает называть их липаритовыми (риолитовыми) порфирами.

Липаритовые порфиры вследствие вторичных изменений обладают следующим составом. В качестве вкрапленников они содержат кислый плагиоклаз, иногда с примесью минералов группы эпидота, ортоклаз или микроклин за счет санидина, кварц и замещенный актинолитом или хлоритом цветной минерал. Основная масса в липаритовых порфирах всегда полностью раскристаллизована и обладает фельзитовой, сферолитовой, микропойкилитовой, гранофировой и микрогранитовой структурами.

В качестве разновидностей липаритовых порфиров выделяют фельзиты без вкрапленников с афировой структурой.

К группе липаритовых порфиров относятся кварцевые альбитофиры — породы, содержащие исключительно альбит. Последний в этом случае является вторичным не только по плагиоклазу, но и образуется за счет калиевого полевого шпата, реликты которого иногда удается наблюдать среди альбита. Палеотипными аналогами комендитов и пантеллеритов являются кварцевые кератофиры, первоначально содержащие вкрапленники щелочных темноцветных силикатов.

Химический состав излившихся пород кислого состава

В табл. 24 приведены химические анализы липаритов и щелочных кислых эффузивов и их палеотипных аналогов. Средние составы даны по Р. Дэли [5] и С. Нокколдсу [47]. Для сравнения приведены химические анализы гиперстеновых липаритов и обсидианов Закарпатья (анализы II и III).

Из сопоставления числовых характеристик (табл. 25) следует, что липариты и кварцевые порфиры очень близки. Состав липаритов и обсидианов Закарпатья чрезвычайно близок к среднему составу лав, по Р. Дэли.

Пантеллериты и комендиты являются породами, пересыщенными щелочами, на что указывает параметр s . В кварцевых кератофирах величина s несколько понижена, но их натриевый характер проявляется в высокой величине параметра n . По срав-

Химический состав излившихся горных пород кислого состава

Окислы	Номера анализов							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO ₂	72,80	73,66	72,09	70,45	72,36	68,63	73,51	75,45
TiO ₂	0,33	0,22	0,18	0,27	0,33	0,35	0,29	0,17
Al ₂ O ₃	13,49	13,45	15,60	14,84	14,17	10,30	11,43	13,11
Fe ₂ O ₃	1,45	1,25	1,77	0,55	1,55	5,60	2,97	1,14
FeO	0,88	0,75	0,66	3,57	1,01	2,61	1,08	0,66
MnO	0,08	0,03	0,05	0,03	0,09	0,21	0,04	0,29
MgO	0,38	0,32	0,18	0,19	0,52	0,37	0,16	0,34
CaO	1,20	1,13	2,00	2,23	1,38	1,07	0,28	0,83
Na ₂ O	3,38	2,99	3,02	4,06	2,85	6,14	4,65	5,88
K ₂ O	4,46	5,35	4,04	2,76	4,56	4,17	4,53	1,26
H ₂ O	1,47	0,78	0,84	0,62	1,09	0,53	1,02	0,69
P ₂ O ₅	0,08	0,07	—	0,11	0,09	0,02	0,04	0,18
SO ₃	—	—	0,16	—	—	—	—	—
Сумма	100,00	100,00	100,59	99,68	100,00	100,00	100,00	100,00

I — риолиты и липариты, среднее [5]; II — риолиты, среднее [47]; III — полосчатый гиперстеновый липарит Закарпатья [34]; IV — липаритовый обсидиан Закарпатья [34]; V — кварцевые порфиры, среднее [5]; VI — пантеллериты, среднее [5]; VII — комендиты, среднее [5]; VIII — кварцевые кератофиры, среднее [5].

нению со своими глубинными аналогами — гранитами — кислые лавы характеризуются несколько более высоким параметром a и более низким c , а иногда и b , т. е. кислые лавы богаче щелочами и кремнеземом, чем граниты.

Таблица 25

Результаты пересчета химических анализов излившихся пород кислого состава по методу А. Н. Заварицкого

Номера анализов *	Числовые характеристики										
	a	c	b	s	n	f'	m'	c	a'	Q	$a : c$
I	13,8	1,4	3,8	81,0	53,4	55,2	17,2	—	27,6	+33,0	9,9
II	14,0	1,3	2,9	81,8	45,7	56,8	15,9	—	27,3	+34,6	10,8
III	12,2	2,4	5,7	79,7	52,2	36,8	5,7	—	57,5	+32,6	5,1
IV	12,9	2,9	5,6	78,6	68,4	70,0	6,0	—	24,0	+28,5	4,4
V	12,6	1,6	5,7	80,1	48,4	40,7	15,1	—	44,2	+33,4	7,9
VI	13,4	5,8	3,4	77,4	55,4	45,1	17,7	37,2	—	+22,2	—
VII	14,8	1,4	2,6	81,2	56,2	77,5	10,0	12,5	—	+31,4	—
VIII	14,2	1,0	2,8	82,0	87,1	61,4	20,4	—	18,2	+34,6	14,2

* Номера анализов соответствуют приведенным в табл. 24.

Геологические условия нахождения, распространения и формы залегания излившихся пород кислого состава

Липариты и липаритовые порфиры образуют небольшие потоки и покровы, а также купола и лакколиты. Иногда липариты выполняют кальдеры или образуют лавовые озера. Появление липаритовой лавы связано с вулканами центрального типа; среди лав современных извержений липариты чрезвычайно редки. Среди палеотипных пород не всегда можно отличить лавы от пирокластических образований. При образовании кислых лав большое количество газов, растворенных в богатых кремнеземом магмах, вызывает катастрофический характер извержений и сопровождается обильным образованием пепла и пирокластических продуктов. При извержении некоторых вулканов раскаленные обломки и частицы выносятся вместе с газом и образуют «песчаные потоки», как это было при извержении Катамаи в 1912 г.

После отложения и выполнения понижений рельефа раскаленные частицы вулканического песка и пепла, кусочки пемзы и вулканического стекла свариваются в плотную пластическую массу, которая под влиянием нагрузки вышележащих слоев расплющивается и может течь. Впоследствии вулканическое стекло подвергается раскристаллизации с образованием сферолитовых, микропойкилитовых и фельзитовых структур и возникает липаритовая порода с ярко выраженной флюидалной текстурой. Реликтовое обломочное строение иногда устанавливается при детальном рассмотрении основной массы при одном никеле или же подчеркивается обломочным характером отдельных вкрапленников или, вернее, порфиорокластов кварца (рис. 42). Такие породы называют игнимбритами. Таким путем могла образоваться часть кислых эффузивов, первичное обломочное строение которых трудно установить, особенно если они представлены палеотипными аналогами.

Игнимбриты известны во многих вулканических областях различного возраста: среди четвертичных лав Армении и Камчатки, среди третичных лав Закарпатья, среди молодых вулканических образований Новой Зеландии, Северной Америки и Японии. Игнимбриты палеозойского возраста установлены в Казахстане, Средней Азии, на Алтае [40] и в других регионах.

Фактически игнимбриты представляют собой переходные породы от кислых лав к туфам, поэтому для них часто употребляется термин «туфолавы».

В пределах геосинклинальных зон на второй стадии их развития (эпохи замыкания) липариты и липаритовые порфиры образуют верхнюю часть базальт-андезит-липаритовой формации. Ю. А. Кузнецов [19] предлагает также выделять самостоятельную липаритовую формацию. В палеозое она устанавливается в Центральном Казахстане, на Алтае и в Средней Азии,

в мезозое и в третичное время — на Дальнем Востоке и в Закарпатье.

Щелочные представители липаритовых лав появляются на молодых платформах и характеризуют щелочную ветвь среди магматических пород пестрого состава сложно переплетающегося эффузивно-интрузивного магматизма.

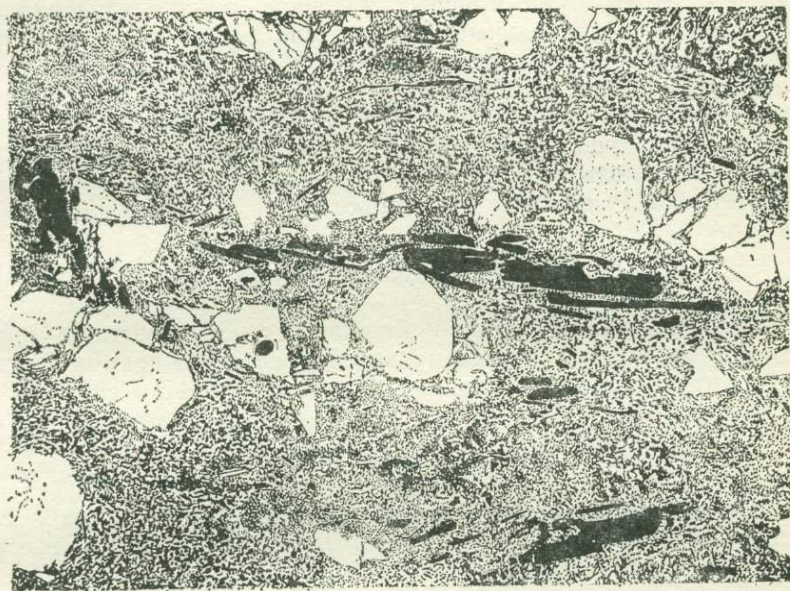


Рис. 42. Туфолава флюидальной текстуры с реликтовым обломочным строением. Закарпатье. Ув. 20; при одном никеле.

Полезные ископаемые

Туфы липаритового состава, обсидианы и пемзы используются в силикатной и строительной промышленности. Они употребляются как гидравлические добавки к цементу. Пемзы являются также прекрасным абразивным материалом.

Кислые лавы и их пирокластические образования липаритовой формации в ряде регионов подвергаются процессу окварцевания и превращаются во вторичные кварциты. Со вторичными кварцитами связаны месторождения алунита, андалузита, пирофиллита, диаспора и корунда, а также месторождения золота, серебра, меди и полиметаллов.

Распространенность пород этой группы сравнительно невелика. По данным А. Н. Заварицкого [9], на группу сиенита — трахита приходится всего 0,6 % всей площади распространения магматических пород. Сиениты — глубинные породы этой группы — не образуют крупных массивов, однако изучение их представляет значительный интерес для выяснения характера магматических и металлогенических процессов в районах их развития. Излившиеся аналоги сиенитов — трахиты и их палеотипные аналоги — трахитовые порфиры также принимают относительно небольшое участие в строении земной коры. По данным С. П. Соловьева [31], среди изверженных пород различных областей СССР трахиты составляют доли процента.

Глубинные породы (сиениты)

Общие признаки пород, объединяемых под названием «сиениты», следующие: отсутствие кварца, средняя кремнекислотность, значительное содержание калиевого полевого шпата.

Минеральный состав

Типичный минеральный состав сиенитов приведен в табл. 26, однако следует иметь в виду, что конкретные представители

Т а б л и ц а 26

Породообразующие минералы сиенитов нормального ряда

Группа минералов	Минералы	
	первичные	вторичные
Главные	Калиевый полевой шпат Плагиоклаз (кислый или средний) Роговая обманка Пироксен Биотит	Каолинит Серицит (реже агрегат со- сюрита) Актинолит Хлорит
Второстепенные	Оливин или кварц	
Акцессорные	Циркон Сфен Магнетит Титаномагнетит Апатит	

этой группы, сохраняя главный отличительный признак — богатство калиевым полевым шпатом, могут значительно варьировать по содержанию других минералов, как главных, так и второстепенных.

В случае некоторой недосыщенности пород кремнеземом в сиенитах может присутствовать оливин, если же имеется некоторая пересыщенность породы этим окислом, то появляется кварц.

Плагноклаз в сиенитах (андезин или олигоклаз) образует короткотаблитчатые кристаллы и неправильные выделения, повсеместно sdвойникованные, иногда обладающие зональным строением.

Калиевый полевой шпат представлен в сиенитах микроклином или ортоклазом при небольшом содержании альбитового компонента, вследствие чего в его кристаллах пертиты распада бывают развиты умеренно. Роговая обманка в сиенитах обыкновенная — бурая, или зеленая. Пироксен сиенитов — диопсид или авгит — бесцветный, бледно-бурый или зеленоватый; иногда встречается гиперстен.

Количественные соотношения минералов в породах группы сиенитов варьируют в широких пределах. Содержание в них темноцветных минералов (цветное число) в среднем 15 %. Однако и здесь, как и в других группах пород, можно встретить лейкократовые разности с пониженным содержанием цветных минералов (до 5 %) и меланократовые — с содержанием цветных минералов до 20—25 %.

Из полевых шпатов, на долю которых приходится, следовательно, 70—80 % объема пород, резко преобладают калиевые полевые шпаты, содержание которых превышает содержание плагноклаза в 2 раза и более.

Макроскопически сиениты обычно имеют серую или розовато-серую окраску; красноватые и розовые оттенки — характерная особенность многих сиенитов — связаны с повышенным содержанием в них калиевого полевого шпата, который при изменении часто краснеет. Наиболее сильно измененные сиениты приобретают зеленоватый цвет в связи с перерождением (хлоритизация, актинолитизация) темноцветных минералов.

Подразделения сиенитов по минеральному составу

Сиениты обычно получают название по основному входящему в их состав темноцветному минералу. Так, выделяют роговообманковые (наиболее распространенные среди сиенитов нормального ряда), биотитовые, пироксеновые, биотит-роговообманковые и другие сиениты.

В группе сиенитов должны быть рассмотрены также породы, которые по своему составу являются переходными между сиенитами и породами смежных групп.

Сиенит-диориты состоят из приблизительно равного количества калишпата и плагиоклаза (андезина) и темноцветного минерала, обычно роговой обманки, содержание которой составляет около 25 %.

Габбро-сиениты также содержат в среднем равное количество калишпата и плагиоклаза, однако плагиоклаз в этих породах представлен лабрадором, темноцветных минералов здесь 40—50 %, и в составе их наряду с роговой обманкой встречаются моноклинные и ромбические пироксены. Сиенит-диориты и габбро-сиениты часто объединяют под общим названием монцониты, отличительной особенностью которых является монцонитовая структура, описание которой приведено ниже.

Кварцевые сиениты относятся к переходным породам между сиенитами и гранитами, отличаясь от первых присутствием кварца в количестве 5—10 % объема.

Граносиениты — породы, еще более близкие по составу к гранитам. По сравнению с кварцевыми сиенитами они богаче кварцем (10—20 %). Породы с содержанием кварца, превышающим 20 %, следует относить уже к гранитам.

Текстура и структура

Текстура сиенитов чаще всего массивная, иногда полосчатая и такситовая (пятнистая). Полосчатость и пятнистость бывают обусловлены неравномерным распределением темноцветных минералов. Иногда полосчатость имеет флюидальный характер, т. е. выражает движение магматического расплава в процессе кристаллизации.

Общая структура сиенитов чаще всего среднезернистая с довольно значительными вариациями в размерах зерен, иногда резко выраженная неравномернозернистая. Распространена порфириовидная структура, обусловленная присутствием крупных (до нескольких сантиметров) таблитчатых кристаллов калиевого полевого шпата в среднезернистой основной массе.

Микроструктура сиенитов обычно гипидиоморфнозернистая, характеризуется различной степенью идиоморфизма минералов. Плагиоклаз, нередко образующий таблитчатые кристаллы, обладает идиоморфизмом по отношению к калиевому шпату (рис. 43); идиоморфизм его по отношению к темноцветным силикатам выражен менее резко.

Структурные соотношения калиевого полевого шпата и темноцветных силикатов могут быть различны. В одних случаях те и другие минералы бывают представлены аллотриоморфными выделениями, в других — образуют сростания с выраженным идиоморфизмом темноцветных силикатов по отношению к калишпату. В последнем случае кристаллы их имеют короткопризматическую форму (авгит) или же образуют длиннопризматические и игольчатые выделения (роговая обманка).

Кварц, если он присутствует в породах, имеет вид неправильных ксеноморфных выделений, выполняющих интерстиции между другими минералами.

Взаимоотношения темноцветных силикатов часто свидетельствуют о том, что в их формировании существовала определенная последовательность. В нормальных сиенитах и монцонитах нередко можно видеть кристаллы моноклинного пироксена

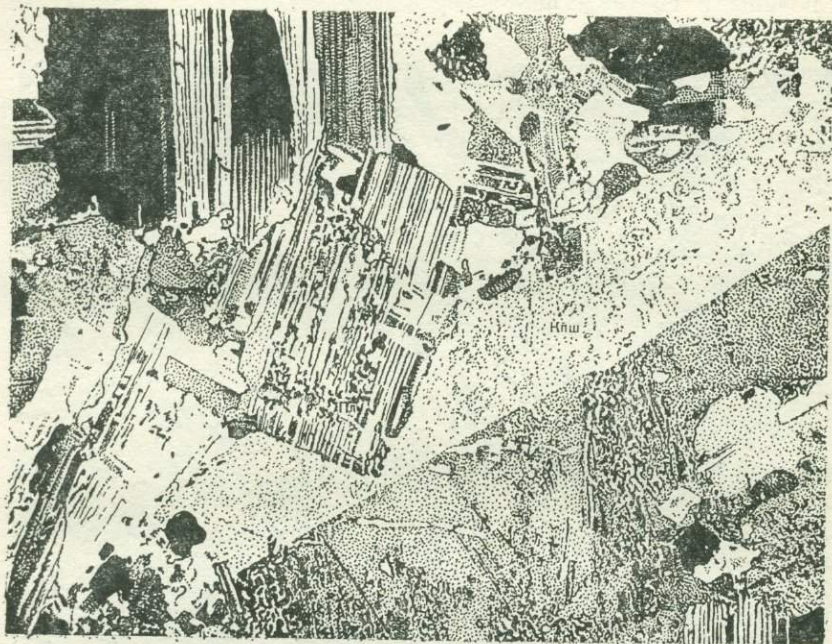


Рис. 43. Гипидиоморфнозернистая структура в сиените. Ув. 20; николи +. Четко выражен идиоморфизм зонального плагиоклаза (Пл) по отношению к кристаллу калиевого полевого шпата (Кпш), который образует карлсбадский двойник.

с каймой замещающей его роговой обманки. Биотит часто обнаруживает признаки более позднего формирования по отношению к пироксену и к роговой обманке, образуя по краям их кристаллов каймы замещения.

Акцессорные минералы, обладающие высокой кристаллизационной способностью, чаще всего бывают представлены хорошо образованными кристаллами, среди которых преобладают выделения сфена ромбовидных очертаний, призматические кристаллы апатита и циркона.

Монцониты обладают специфической, монцонитовой, структурой, выражающейся в весьма резком идиоморфизме плагиоклаза по отношению к калишпату, что приводит к враста-

нию идиоморфных длиннотаблитчатых кристаллов плагиоклаза в крупные неправильные монокристаллы калиевого полевого шпата (рис. 44).

Химический состав

Из табл. 27, где приведены химические составы разных сиенитов, а также их средние составы (для сравнения в таблицу включены и составы щелочных сиенитов), можно видеть, что



Рис. 44. Монзонитовая структура в габбро-сиените. Ув. 20; николи +. Плагиоклаз (Пл) цементируется калишпатов (Кпш). Пироксен (Пр) идиоморфен по отношению к полевым шпатам.

содержание кремнезема в сиенитах (55—65 %) меньше, чем в гранитоидах, и приблизительно соответствует содержанию его в другой группе бескварцевых пород — в диоритах; это характеризует сиениты как средние породы. Содержание глинозема в сиенитах (15—18 %) несколько выше, чем в гранитах, и близко к содержанию этого окисла в диоритах; это связано с тем, что сиениты, как и диориты, содержат в своем составе больше полевых шпатов, чем граниты. Количество окислов железа и магния в различных сиенитах колеблется в довольно широких пределах в зависимости от вариаций в количественном минеральном составе пород, и каждого из них может содер-

жаться в соответствующих разностях сиенитов до 3—4 %. Содержание окиси кальция в нормальных сиенитах около 4 %, в монцонитах же, где плагиоклаз более основной, оно достигает 6—7 %. Суммарное количество окислов щелочных металлов в сиенитах около 9 % при некотором преобладании калия над натрием.

Из табл. 28 видны отличия монцонитов от сиенитов: их более меланократовый характер находит выражение в повышенном

Таблица 27

Химический состав сиенитов

Окислы	Номера анализов					
	I	II	III	IV	V	VI
SiO ₂	62,32	60,79	58,65	63,00	62,00	56,12
TiO ₂	0,43	0,80	0,86	0,61	0,57	1,10
Al ₂ O ₃	17,33	16,10	16,38	15,62	17,44	16,96
Fe ₂ O ₃	2,70	3,21	3,65	2,30	2,06	2,93
FeO	1,56	2,92	3,09	4,49	2,68	4,01
MnO	0,20	0,11	0,15	0,21	0,12	0,16
MgO	1,18	2,20	3,06	0,35	0,91	3,27
CaO	4,30	3,87	4,45	1,32	2,26	6,50
Na ₂ O	4,75	3,37	3,48	6,94	5,86	3,67
K ₂ O	4,99	5,43	4,79	4,54	5,17	3,76
P ₂ O ₅	—	0,30	0,31	—	0,17	0,47
H ₂ O	0,28	0,90	1,13	0,81	0,76	1,05
Сумма	100,04	100,00	100,00	100,19	100,00	100,00

I — авгитовый сиенит (Алдан, по Ю. А. Билибину); II роговообманковые сиениты, среднее [5]; III — сиениты известково-щелочные, среднее [5]; IV — щелочной сиенит (Кольский полуостров, по Н. А. Елисееву); V — щелочные сиениты всех типов [5]; VI — монцониты, среднее [5].

Таблица 28

Результаты пересчета химических анализов сиенитов по методу А. Н. Заварицкого

Номера анализов*	Числовые характеристики									
	a	c	b	s	n	f'	m'	c'	Q	a : c
I	17,3	2,6	10,6	69,5	59,0	58,5	18,2	23,3	+1,8	6,7
II	15,4	3,2	10,9	70,5	48,2	50,9	34,6	14,5	+7,0	4,8
III	14,8	3,7	13,3	68,2	52,3	47,1	39,4	13,5	+3,1	4,0
IV	20,6	0,7	6,7	72,0	69,6	73,0	7,0	2,0	+2,1	29,4
V	20,4	1,4	7,3	70,9	63,3	60,7	21,5	17,8	-0,4	14,6
VI	13,8	4,7	15,6	65,9	59,6	42,0	36,6	21,4	-0,5	2,9

* Номера анализов соответствуют приведенным в табл. 27.

содержании окиси железа и магния (числовая характеристика *b*), а большое количество кальция в составе плагиоклаза выражено числовой характеристикой *c*.

Морфология тел сиенитового состава и геологические особенности их залегания

Сиениты редко слагают самостоятельные массивы; в этих случаях тела их имеют характер небольших штоков, лакколито-подобных тел и даек. Обычно сиениты входят в состав крупных массивов иного состава, слагая чаще всего краевые зоны этих массивов и будучи связаны постепенным переходом с прилегающими к ним породами. Известково-щелочные сиениты нередко присутствуют в гранитоидных массивах и связываются переходами с гранитами и гранодиоритами; известны они и в связи с интрузиями габбро-пироксенит-дунитовой формации. Монзониты обнаруживают генетические связи двоякого типа: с породами нормального ряда (габбро, гранодиориты), с одной стороны, и с щелочными габброидами — с другой.

Большей частью районами распространения сиенитов являются те участки земной коры, которые характеризуются широким развитием гранитоидных интрузий. В частности, сиениты, связанные генетически с гранитоидами, описаны в ряде районов Урала, Центрального Казахстана, Тянь-Шаня, Алтая и в других регионах.

Из сказанного следует, что породы группы сиенитов встречаются в составе интрузивных формаций, образовавшихся на различных этапах развития подвижных зон земной коры (гранитоидной и габбро-пироксенит-дунитовой).

Полезные ископаемые

Поскольку сиениты формируются в тесной генетической связи с другими типами пород и редко образуют самостоятельные массивы, едва ли можно назвать полезные ископаемые, специфичные только для сиенитов: следует говорить в целом о металлогенических особенностях тех магматических формаций, в составе которых присутствуют эти породы. Однако известен ряд примеров, когда рудные месторождения находятся в тесной пространственной ассоциации с сиенитами. Так, железорудные месторождения района горы Высокой и горы Благодать на Урале приурочены к зоне контакта сиенитов с вмещающими их карбонатными породами.

**Излившиеся породы
(трахиты и трахитовые порфиры)**

Трахиты

Трахиты характеризуются светло-серой, желтоватой и розовой окраской, порфировой структурой и шероховатым изломом основной массы, откуда и произошло их название (от греч. «трахис» — шероховатый).

Минеральный состав

Вкрапленники в трахитах представлены плагиоклазом, состав которого варьирует в широких пределах (от олигоклаза до лабрадора включительно, иногда присутствует также битовнит), санидином и каким-нибудь цветным минералом (табл. 29).

Т а б л и ц а 29

Вещественный состав трахитов

Минералы вкрапленников	Плагиоклаз (от олигоклаза до битовнита), санидин, биотит, роговая обманка, реже ромбический и моноклинный пироксены
Минералы основной массы	Санидин + кислый или средний плагиоклаз + + цветной минерал (диопсид) + рудный минерал
Цветное число основной массы, %	15

Относительное количество вкрапленников плагиоклаза и санидина в трахитах изменяется в широких пределах. Как обычно, в эффузивных породах плагиоклаз преимущественно кристаллизуется в виде вкрапленников, а щелочной полевой шпат входит в состав основной массы. Поэтому при определении лавы исходят главным образом из состава основной массы; например, к трахитам относят горные породы, даже содержащие небольшое количество вкрапленников санидина по сравнению с плагиоклазом, но только в том случае, если санидин явно преобладает в основной массе. Плагиоклаз во вкрапленниках обладает резко выраженным зональным строением. Выделения его часто цементируются и обрастают кристаллами санидина. Последний водяно-прозрачен и образует крупные выделения, иногда сдвойникованные по карлсбадскому закону. Вкрапленники цветных минералов — биотита и роговой обманки, а также гиперстена —

часто опацифицированы. В качестве аксессуарных примесей в трахитах обычно имеются апатит и магнетит.

Основная масса трахитов состоит главным образом из микролитов санидина, к которым примешиваются микролиты плагиоклаза, обычно кислого состава; в совсем незначительном количестве присутствуют мелкие кристаллы диопсида и магнетита. Цветное число основной массы около 15 %, вулканическое стекло, как правило, отсутствует или же имеется в ничтожных количествах.

Разновидности трахитов

В зависимости от состава цветных минералов во вкрапленниках среди трахитов выделяются следующие разновидности: биотитовые, роговообманковые, пироксен-биотитовые и пироксен-роговообманковые, реже всего пироксеновые.

К группе трахитов также относятся стекловатые разновидности, аналогичные обсидиану, пемзе и пехштейну. Их называют глалотрахитами, и они встречаются часто в виде шлаковой корки на потоках и куполах, а также в виде бомб и лапиллей при извержении трахитов.

Кроме вышеперечисленных пород в группе трахитов следует рассмотреть разновидности пород, переходные между трахитами и андезитами и между трахитами и липаритами. В первом случае породы называются трахиандезитами и являются аналогами монцонитов. Трахиандезиты обладают порфировой структурой и содержат в виде вкрапленников плагиоклаз, представленный андезином, лабрадором или битовнитом, бурую роговую обманку, биотит, диопсид, иногда эгирин-авгит. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, большей частью олигоклаза и санидина, с подчиненным количеством моноклинного пироксена и магнетита.

Трахиандезиты часто очень трудно выделить из группы андезитов, так как санидин в основной массе не удается различить даже при микроскопических исследованиях, и в ряде случаев это устанавливается только путем химического анализа.

Породы, переходные от трахитов к липаритам и являющиеся излившимися аналогами граносиенитов, называются трахилипаритами или кварцсодержащими трахитами. Они характеризуются появлением редких вкрапленников кварца, или же в результате раскристаллизации вулканического стекла кварц присутствует в основной массе породы в интерстициях между микролитами полевых шпатов.

Текстура и структура

Текстура трахитов часто флюидальная. Наблюдается также пьюзыристая текстура, причем пустоты выполнены тридимитом и карбонатом.

Структура трахитов, чаще всего полнокристаллическая или с небольшим количеством вулканического стекла, характеризуется наличием длинных, вытянутых микролитов санидина, ориентированных потоками. Такая структура называется трахитовой (рис. 45). Если санидин образует короткопризматические микролиты в виде столбиков и табличек и отсутствует вулканическое стекло, структура носит название ортофировой. Обе структуры характеризуются резким преобладанием



Рис. 45. Трахитовая структура в трахите с крупными вкрапленниками санидина (Сп). Ув. 80; при одном николе

в основной массе санидина. Если наряду с санидином в равных количествах присутствует плагиоклаз, то структуру лучше называть микролитовой. При увеличении содержания вулканического стекла, что для трахитов является редкостью, микроструктура основной массы может быть интерсертальной и гиалопилитовой, исключительно редко витрофировой.

Трахитовые порфиры

Среди палеотипных аналогов трахитов прежде по составу вкрапленников светлоцветных минералов выделяли несколько разновидностей. Так, различали ортофиры, если во вкрапленниках присутствуют одновременно ортоклаз и плагиоклаз, и

порфиры, если во вкрапленниках присутствует только олигоклаз. Кроме того, ортофиры называли также бескварцевыми порфирами. А. Н. Заварицкий [9] предложил для всех палеотипных аналогов трахитов общий термин «трахитовые порфиры».

Существенные отличия трахитовых порфиров от трахитов заключаются в следующем. Первичные минералы вкрапленников и основной массы претерпевают вторичные изменения. Первичный плагноклаз замещается агрегатом сосюрита или альбитизируется. Санидин переходит в ортоклаз или микроклин-пертит. Первичные цветные минералы замещаются хлоритом, иногда актинолитом и карбонатом. Вулканическое стекло замещается хлоритом.

Особое место среди трахитовых порфиров занимают кератофиры, которые некоторые исследователи рассматривают как палеотипные аналоги щелочных трахитов, что, по-видимому, правильно. Но, к сожалению, в палеотипных породах далеко не всегда удается установить наличие первичных щелочных цветных минералов среди вторичных минералов, а отсюда и возникает запутанность терминологии.

Кератофиры содержат во вкрапленниках альбит, редко микропертит или ортоклаз. Вкрапленники цветного минерала замещены смесью хлорита и кальцита, а иногда лимонитом. Основная масса кератофиров состоит из микролитов альбита и обладает трахитовой или ортофировой структурой. По-видимому, в ряде случаев кератофиры возникли в результате альбитизации трахитов и правильнее было бы их называть альбитофирами.

Химический состав средних пород повышенной щелочности

В табл. 30 приведены химические составы средних типов пород описываемой группы, по Р. Дэли [5]. Если сравнить химические анализы трахитов с их глубинными аналогами — сиенитами,

Таблица 30

Химический состав трахитов

Окислы	Номера анализов			Окислы	Номера анализов		
	I	II	III		I	II	III
SiO ₂	60,68	63,91	62,63	CaO	3,09	2,81	1,51
TiO ₂	0,38	0,59	0,62	Na ₂ O	4,43	3,08	6,26
Al ₂ O ₃	17,74	15,88	17,06	K ₂ O	5,74	5,80	5,37
Fe ₂ O ₃	2,64	3,22	3,01	H ₂ O	1,26	1,28	0,71
FeO	2,62	2,23	1,98	P ₂ O ₅	0,24	0,05	0,09
MnO	0,06	0,01	0,13				
MgO	1,12	1,14	0,63	С у м м а	100,00	100,00	100,00

I — трахит (вообще); II — известково-щелочной трахит; III — щелочной трахит.

Результаты пересчета химических анализов трахитов
по методу А. Н. Заварицкого

Номера анализов*	Числовые характеристики										
	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>a'</i>	<i>Q</i>	<i>a : c</i>
I	18,6	2,9	7,7	70,8	54,1	62,1	25,3	12,6	—	+1,5	6,4
II	15,5	3,0	7,3	74,2	44,6	67,6	26,7	5,7	—	+4,4	5,2
III	21,4	0,7	6,8	71,1	63,9	67,3	15,9	16,8	—	-1,3	30,6

* Номера анализов соответствуют приведенным в табл. 30.

то видно, что трахиты имеют более высокие параметры *s* и *a* и несколько более низкие *c* и *b* (табл. 31).

Геологические условия нахождения, распространение и формы залегания средних пород повышенной щелочности

Для трахитов и трахитовых порфиров наиболее типично залегание в виде куполов и побочных экструзий, сопровождающих излияния базальтов. Среди кайнотипных лав ассоциация трахитов с базальтами широко известна на островах Тихого и Индийского океанов, а также в области Африканского грабена, где кварцсодержащие трахиты встречаются совместно с оливиновыми базальтами и в сопровождении фонолитов.

В Западной Европе трахиты встречаются в альпийской зоне совместно с щелочными лавами, обогащенными калием, и образуют своеобразную щелочную провинцию.

В пределах Советского Союза трахиты указываются среди третичных лав Закавказья, Армении, а также в Забайкалье. Трахилипариты слагают ряд куполов в районе Пятигорска.

Полезные ископаемые

Трахитовые туфы, называемые трассами, используются в цементной промышленности. В лакколитах трахилипаритов в районе Пятигорска известны месторождения датолита — сырья на бор. Сами трахилипариты используются как строительный материал.

Б. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ЩЕЛОЧНОГО РЯДА

Магматические породы щелочного ряда принадлежат к числу наименее распространенных в составе земной коры, в то же время они отличаются разнообразием минерального состава, представлены большим количеством петрографических разно-

видностей и связаны с рядом важных типов полезных ископаемых.

Выше уже отмечалось (см. табл. 5), что в составе щелочного ряда присутствуют представители всех трех групп пород, выделяемых по степени насыщенности их кремнеземом. Из них щелочные породы, пересыщенные кремнеземом (щелочные граниты), геологически и по происхождению тесно связаны с гранитоидами, поэтому они были описаны выше в главе, посвященной глубинным породам кислого состава, все же остальные щелочные породы рассмотрены в настоящем разделе (§ 9—11).

§ 9. ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ, НАСЫЩЕННЫЕ КРЕМНЕЗЕМОМ (ГРУППА ЩЕЛОЧНОГО СИЕНИТА — ЩЕЛОЧНОГО ТРАХИТА)

Глубинные породы (щелочные сиениты)

Щелочные сиениты во многом сходны по вещественному составу с описанными выше сиенитами нормального ряда, однако темноцветные минералы в их составе щелочные, а плагиоклаз чаще всего представлен альбитом. К этому, собственно, и сводятся их петрографические различия. Это позволяет нам описать щелочные сиениты кратко, касаясь в основном их отличий от сиенитов известково-щелочного ряда.

Минеральный состав

Минералы щелочных сиенитов показаны в табл. 32. Следует иметь в виду, что перечисленные в ней главные темноцветные минералы далеко не всегда присутствуют совместно и в конкретных разностях пород любой из них может оказаться второстепенным или отсутствовать.

Второстепенные минералы указывают на степень насыщенности пород кремнеземом. Так, в случае, если порода несколько недосыщена этим окислом, может присутствовать нефелин, иногда оливин, в случае же некоторого его избытка появляется немного кварца.

Акцессорные минералы в щелочных сиенитах более разнообразны, чем в известково-щелочных, и в них появляются характерные акцессории щелочных пород — цирконосиликаты.

Плагиоклаз представлен альбитом первых номеров, иногда альбит-олигоклазом. Калиевый полевой шпат содержит повышенное количество альбитового компонента. Это — анортоклаз или микроклин-пертит с высоким содержанием пертитовых вростков. Из пироксенов распространен эгирин и эгирин-авгит, встречается титанистый авгит, имеющий в шлифе фиолетовую окраску. Амфибол бывает представлен арфведсонитом, рибекитом или баркевикитом. Темная слюда обладает повышенной железистостью и часто имеет состав лепидомелана.

Породообразующие минералы щелочных сиенитов

Группа минералов	Минералы	
	первичные	вторичные
Главные	Калиевый полевой шпат Альбит Щелочной амфибол Щелочной пироксен Лепидомелан	Каолинит Серицит Актинолит Хлорит
Второстепенные	Нефелин, оливин или кварц	
Акцессорные	Циркон Сфен Апатит Титаномагнетит Цирконосиликаты	

Вторичные минералы — каолинит (пелитовое вещество по калишпату), серицит (по альбиту), актинолит (по пироксену), хлорит (по роговой обманке и темной слюде).

Количественный минеральный состав щелочных сиенитов в среднем такой же, как у их аналогов нормального ряда. Цветное число обычно 15—20 %. Макроскопический облик тех и других также сходен.

Подразделение щелочных сиенитов по минеральному составу

Разновидности щелочных сиенитов обычно получают наименование по названию одного или двух преобладающих в них темноцветных минералов, например выделяют эгириновые, рибекитовые, арфведсонитовые, а также эгирин-рибекитовые, рибекит-арфведсонитовые сиениты и др. Однако в литературе встречается довольно много разновидностей, получивших собственные названия, например пуласкиты и нордмаркиты.

Пуласкиты состоят из щелочных полевых шпатов (микроклинпертит, альбит) и щелочных темноцветных минералов (арфведсонит, рибекит, эгирин). Цветное число около 10 %.

Нордмаркиты — кварцевые щелочные сиениты (кварца 7—10 %). Это порода, переходная по составу между щелочными сиенитами и щелочными гранитами.

Текстура и структура

Щелочные сиениты могут обладать как вполне массивным, так и неоднородным, неяснополосчатым и пятнистым сложением. Среди них значительно чаще, чем среди нормальных сиенитов, встречаются разновидности с трахитоидной текстурой, которая обусловлена субпараллельной ориентировкой таблитчатых кристаллов калишпата.

Наиболее распространенная структура среднезернистая, нередко породы порфириовидного строения с фенокристаллами калишпата в среднезернистой основной массе.

Микроструктура щелочных сиенитов обычно гипидиоморфнозернистая, но менее резко выраженная, чем в сиенитах нормального ряда, так как альбит не обнаруживает здесь идиоморфизма по отношению к калишпату. Нередки случаи, когда таблитчатые кристаллы калишпата идиоморфны по отношению к амфиболам и пироксенам, однако встречаются и обратные соотношения, т. е. длиннопризматические кристаллы эгирина или щелочного амфибола идиоморфны по отношению к калишпату.

Особенностью щелочных сиенитов является частое присутствие относительно крупных кристаллов аксессуаров: сфена ромбовидного сечения, призматических кристаллов апатита и циркона размером несколько миллиметров, а изредка и до 1 см.

Химический состав

Данные табл. 27 показывают, что щелочные сиениты отличаются по химическому составу от известково-щелочных прежде всего более высоким (11—12%) содержанием окислов щелочных металлов и заметно пониженным (около 2%) количеством окисла кальция. Одновременно отмечается обогащенность щелочных сиенитов окисью натрия (до 6—7%). Содержание окиси калия в обоих петрохимических типах сиенитов практически одинаково.

То же можно видеть и из табл. 28: в сиенитах нормального ряда величина характеристики *c* достигает 2,6—3,7, а в щелочных сиенитах она составляет 1,5, более высокое содержание натрия в щелочных сиенитах выражается большей величиной дополнительной характеристики *n*.

Геологические особенности залегания щелочных сиенитов

Щелочные сиениты наблюдаются в тесной ассоциации с другими щелочными породами, в частности с нефелиновыми сиенитами. Те и другие породы нередко встречаются в составе одних и тех же массивов, будучи связаны друг с другом постепенными переходами через разности промежуточного состава. Щелочные

сиениты, совместно с нефелиновыми сиенитами известны в районе Жданова на юге Украины, в Ильменских горах на Урале, в Хибинских горах на Кольском полуострове, в Саямах, на Алдане и в других регионах.

Излившиеся породы (щелочные трахиты и кератофиры)

Излившимися аналогами щелочных сиенитов являются щелочные трахиты. Обычно они содержат вкрапленники щелочного полевого шпата, представленного анортоклазом, санидином и альбитом, и нескольких щелочных темноцветных минералов: арфведсонита, рибекита, эгирина, эгирин-авгита и диопсида. Иногда в щелочных трахитах имеется примесь содалита, нозеана или гаюина, реже нефелина. Основная масса этих пород состоит из тонких микролитов щелочного полевого шпата с небольшой примесью щелочных амфиболов и эгирина. По преобладанию того или иного темноцветного минерала вкрапленников различают следующие разновидности: арфведсонитовые, рибекитовые и эгириновые.

Химический состав щелочных трахитов приведен в табл. 30, из анализа которой хорошо видны их отличия от трахитов нормального ряда. Числовые характеристики, пересчитанные по методу А. Н. Заварицкого, также подчеркивают эти отличия (табл. 31). Щелочные трахиты имеют более высокую числовую характеристику a и меньшую величину c , что свидетельствует об их высокой щелочности и бедности известью.

Палеотипными аналогами щелочных трахитов являются кератофиры, характеристика которых была приведена выше.

§ 10. ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ СРЕДНЕГО СОСТАВА, НЕДОСЫЩЕННЫЕ КРЕМНЕЗЕМОМ (ГРУППА НЕФЕЛИНОВОГО СИЕНИТА — ФОНОЛИТА)

Фельдшпатоидные (фондовые) сиениты резко уступают по распространенности любой из групп пород нормального ряда, но изучение их представляет немалый теоретический и практический интерес. Главным представителем группы являются нефелиновые сиениты, однако она включает также разновидности с другими фельдшпатоидами (лейцитовые, содалитовые, канкринитовые, анальцимовые и некоторые другие сиениты). Все они гораздо более редки, чем нефелиновые сиениты, к тому же их фельдшпатоиды часто имеют не первичную природу, а образовались путем изменения нефелина (канкринит, содалит), поэтому породы данной группы описаны нами на примере только нефелиновых сиенитов и их излившихся аналогов — фонолитов.

Глубинные породы (нефелиновые сиениты)

Нефелиновые сиениты характеризуются относительно большим содержанием окислов щелочных металлов (15—17 вес.%) и резким преобладанием среди них окиси натрия. Одновременно в этих породах по сравнению с щелочными сиенитами уменьшается содержание кремнезема до 50—56 вес. %, что приводит к появлению недосыщенного алюмосиликата (фельдшпатоида) — нефелина.

Минеральный состав

Качественная характеристика минерального состава нефелиновых сиенитов приведена в табл. 33. Количественный минеральный состав рассматриваемых сиенитов следующий: нефелин слагает около 20 % породы, щелочные полевые шпаты составляют 65—70 %; цветное число мезократового типа нефелиновых сиенитов равно 10—15 %, в меланократовых разностях оно достигает 20—25 %.

Таблица 33

Породообразующие минералы нефелиновых сиенитов

Группа минералов	Минералы	
	первичные	вторичные
Главные	Нефелин Микроклин-пертит или анортоклаз Альбит Щелочные пироксены Щелочные амфиболы Лепидомелан	Цеолиты, либнерит, агрегат шпреуштейна } Каолинит } Хлорит
Второстепенные	Астрофиллит Лампрофиллит Эвдиалит Эвколит Энигматит Ринколит Рамзаит Пектолит Минералы группы содалита	
Акцессорные	Апатит Сфен Циркон Магнетит Титаномагнетит	

Для нефелиновых сиенитов характерно большое разнообразие второстепенных минералов, которые в некоторых разновидностях переходят в группу главных минералов.

Нефелин характеризуется жирным блеском в свежем изломе, что хорошо отличает его от кварца. Он образует кристаллы с прямоугольной и гексагональной формой сечений. Часто кристаллы нефелина переполнены игольчатыми включениями эги-

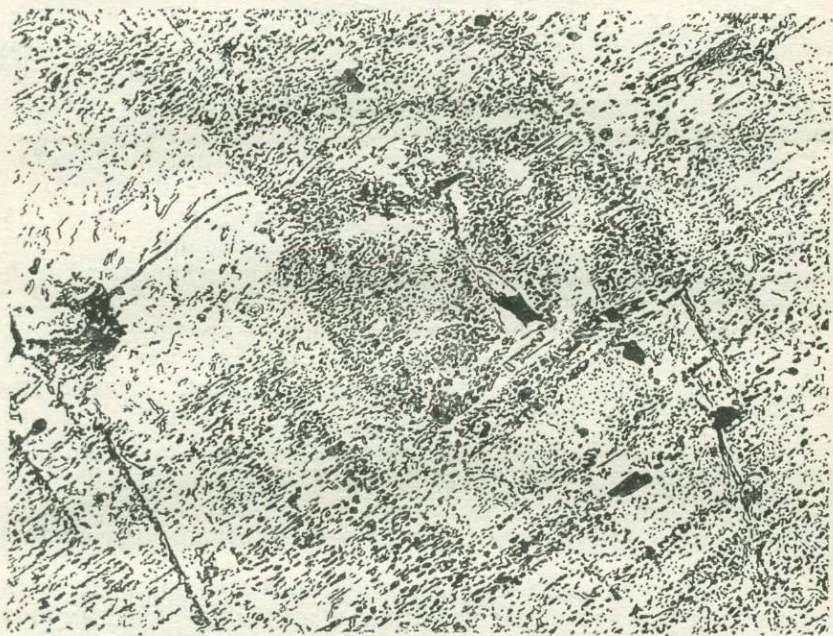


Рис. 46. Игольчатые включения эгирина, распределенные зонально в нефелине. Ув. 70; при одном николе.

рина, которые распределены в нефелине отдельными зонами (рис. 46). Кроме тончайших иголочек эгирина в нефелине образует и несколько более крупные включения призматической формы, ориентированные вдоль трещин. Выветрелые разности нефелиновых сиенитов приобретают своеобразную поверхность в виде «оспинок» благодаря появлению углублений на месте зерен нефелина. Последний быстрее других минералов поддается выветриванию. Шпреуштейнизированные разности нефелиновых сиенитов приобретают красновато-бурую или оранжево-бурую окраску. Шпреуштейн — вторичный агрегат, состоящий из гидронефелина, натролита и других вторичных минералов, развивающихся по нефелину. Кроме того, по нефелину очень часто наблюдается образование содалита и канкринита.

Калиевый полевой шпат в нефелиновых сиенитах чаще всего представлен микроклин-пертитом или анортоклазом. Он образует крупные таблитчатые кристаллы, вокруг которых обычно наблюдается кайма альбита либо сплошная, либо состоящая из отдельных мелких лейст.

Альбит, как правило, представлен в нефелиновых сиенитах несколькими генерациями кристаллов, часть которых, по-видимому, формировалась в постмагматическую стадию. Для наиболее поздних генераций альбита характерна форма в виде мелких лейст, образующих простые двойники по карлсбадскому закону. В ряде случаев удается наблюдать коррозию альбитом нефелина и калиевого полевого шпата. По щелочным полевым шпатам наблюдается каолинизация.

Темноцветные минералы нефелиновых сиенитов представлены щелочными пироксенами: эгирином и эгирин-авгитом и щелочными амфиболами. Среди последних присутствуют натриевые сине-зеленые разновидности: арфведсонит, гастингсит, реже рибекит, в некоторых разновидностях нефелиновых сиенитов встречается бурый баркевикит.

Макроскопически нефелиновые сиениты — средне- или крупнозернистые породы, окрашенные в светло-серый или голубовато-серый цвет, иногда с зеленоватым оттенком. Присутствие различных редких минералов, имеющих то красные (эвдиалит, эвколит), то желто-оранжевые тона (астрофиллит, лампрофиллит), часто придает нефелиновым сиенитам пятнистую окраску.

Подразделение нефелиновых сиенитов по минеральному составу

Разновидности нефелиновых сиенитов выделяются по количественным соотношениям нефелина и щелочных полевого шпатов, по составу цветных силикатов, а также по некоторым другим особенностям. Следует отметить, что номенклатура нефелиновых сиенитов еще не упорядочена и часто близкие разновидности пород в различных районах называются по-разному. Даже в пределах нашей страны близкие по составу нефелиновые сиениты Хибинских и Ловозерских тундр, Урала и Украины имеют различные названия.

В пределах Советского Союза развиты преимущественно следующие главные разновидности нефелиновых сиенитов.

В Хибинских и Ловозерских тундрах наиболее распространенными разновидностями нефелиновых сиенитов являются фойяиты, хибиниты, луявриты, ричорриты. Фойяиты — нефелиновые сиениты, содержащие главным образом калиевый полевой шпат (57%), нефелин (20—25%) и немного альбита. Темноцветные минералы представлены эгирин-авгитом и щелочным амфиболом, иногда в небольших количествах присутствует лепидомелан. Для типичных фойяитов характерна трахитоидная текстура, которая описана ниже. Хибиниты —

эгириновые или арфведсонитовые нефелиновые сиениты с пегматоидной структурой. Характерной примесью является эвдиалит. Луявриты — меланократовые нефелиновые сиениты с трахитоидной текстурой, содержат много эвдиалита. Рисчорриты — лепидомелановые нефелиновые сиениты с пойкилитовой структурой: идиоморфные кристаллы нефелина зацементированы крупными кристаллами калиевого полевого шпата.

Для Урала типичны такие нефелиновые сиениты, как миаскиты — лепидомелановые нефелиновые сиениты с гнейсовидной текстурой. Характерными второстепенными минералами являются канкринит и содалит.

На Украине в районе Жданова (ранее Мариуполя) широко распространены нефелиновые сиениты, получившие название мариуполитов. Мариуполиты — нефелиновые сиениты, состоящие из нефелина, альбита и щелочных темноцветных минералов. Характерной особенностью мариуполитов является отсутствие калиевого полевого шпата. В настоящее время мариуполиты рассматриваются как породы вторичного генезиса, в которых интенсивно развит процесс постмагматической альбитизации.

Своеобразную подгруппу фельдшпатоидных сиенитов составляют псевдолейцитовые сиениты, которые иногда называют лейцитовыми сиенитами. Эти породы содержат псевдоморфозы по кристаллам лейцита, сложенные ортоклазом и нефелином, которые получили название псевдолейцита. Иногда псевдолейцит хорошо сохраняет форму первичных кристаллов лейцита, а в ряде случаев он не имеет граней и образует шарообразные выделения. Последние в разрезах имеют форму округлых пятен.

К группе нефелиновых сиенитов по минеральному составу тесно примыкает группа пород, в которых лейкократовая часть сложена исключительно фельдшпатоидами, главным образом нефелином, а также промежуточные типы горных пород с преобладающим развитием нефелина.

Бесполовошпатовые нефелиновые горные породы образуют ряд разновидностей, различающихся между собой соотноше-

Таблица 34

Классификация бесполовошпатовых нефелиновых пород,
по Б. М. Куплетскому

Название горной породы	Содержание нефелина, %	Содержание эгирина-авгита, %	Тип
Уртит	90—70	10—30	Лейкократовый Мезократовый Меланократовый »
Ийолит	70—35	30—65	
Мельтейгит	35—20	65—80	
Якупирангит	<20	>80	

нием нефелина и цветного минерала, причем лейкократовые типы примыкают к нефелиновым сиенитам, а меланократовые — следует относить, по данным А. Н. Заварицкого, к щелочным габброидам. Для того чтобы искусственно не разобщать единый ряд бесполовошпатовых горных пород, их классификация в целом дана нами в настоящем разделе (табл. 34).

Текстура и структура

По текстуре различают два типа нефелиновых сиенитов: первый — с идиоморфным нефелином и второй — с таблитчатыми, более или менее параллельно расположенными кристаллами полевого шпата (трахитоидный тип).

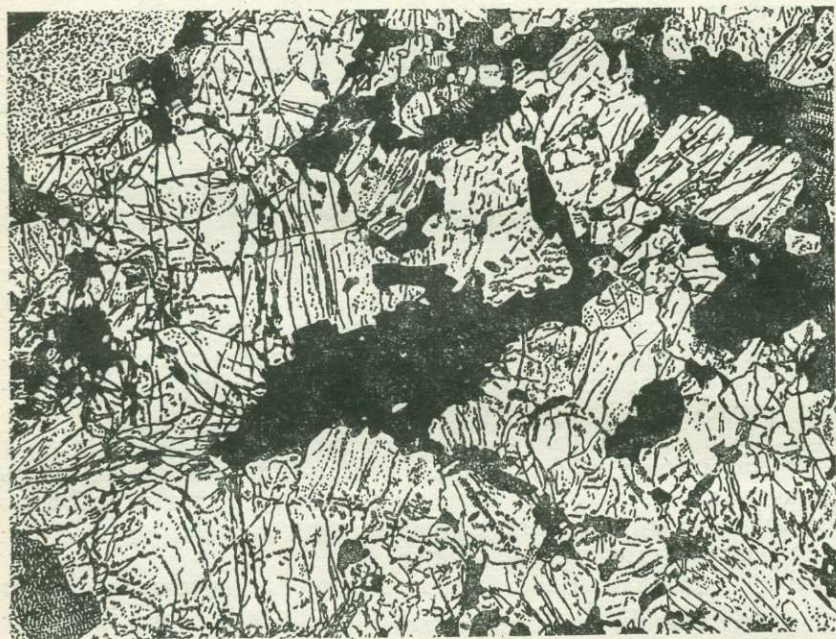


Рис. 47. Гипидиоморфнозернистая структура в нефелиновом сиените. Ув. 20; при одном никеле.

При микроскопическом изучении нефелиновых сиенитов наблюдаются следующие их структурные особенности. Наибольшим идиофизмом обладают лейкократовые минералы — нефелин, калиевый полевой шпат и альбит.

Темноцветные силикаты нефелиновых сиенитов обычно кристаллизуются в несколько генераций. Так, например, для щелочного пироксена удается выделить три генерации: во-первых, мелкие иголки эгирина I генерации в нефелине и калиевом

полевым шпате, затем крупные ксеноморфные выделения эгирин-авгита II генерации, часто зонального строения, цементирующие кристаллы нефелина и полевого шпата, и, наконец, мелкие призматические кристаллы эгирина III генерации, образующие скопления спутанно-волокнутого облика, похожие на войлок, в миароловых пустотах. Щелочные амфиболы обычно кристаллизуются в виде ксеноморфных выделений, реакционно замещают эгирин и эгирин-авгит и цементируют идиоморфные выделения нефелина и щелочных полевых шпатов.



Рис. 48. Паналлотриоморфнозернистая структура и гнейсовидная текстура в миаските с широким развитием лейстового альбита. Ув. 30; николи +.

Акцессорные минералы нефелиновых сиенитов — апатит, сфен и циркон — образуют хорошо ограненные кристаллы, хотя и кристаллизуются довольно поздно вместе с щелочными амфиболами и лепидомеланом. Высокий идиоморфизм акцессорных минералов объясняется, по-видимому, их большой кристаллизационной силой роста в условиях богатого минерализаторами остаточного магматического расплава. Такие особенности кристаллизации нефелиновых сиенитов обуславливают появление в них гипидиоморфнозернистой структуры (рис. 47). Большой идиоморфизм светлоцветных минералов в нефелиновых сиенитах был подмечен давно, ранее он считался свойственным только щелочным породам, почему и возникло понятие «агпаитовая последовательность кристаллизации». В настоящее время

этот термин потерял свое значение как структурное понятие, так как многие другие породы гранитоидной формации обладают той же последовательностью кристаллизации.

Кроме вышеперечисленных структур в нефелиновых сиенитах наблюдается также паналлотриоморфнозернистая структура, которая, по-видимому, является вторичной и возникает в результате наложения более позднего метасоматического процесса альбитизации на первоначально крупнозернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой.

Паналлотриоморфнозернистая структура наиболее типична для альбитизированных разновидностей нефелиновых сиенитов — мариуполитов, но иногда встречается и в миаскитах, где удается наблюдать реликтовые крупнозернистые участки, сложенные нефелином, калиевым полевым шпатом и лепидомеланом среди мелкозернистой лейстовой массы альбита (рис. 48). При этом альбит корродирует и замещает первичные светлоцветные минералы нефелиновых сиенитов.

Наряду с образованием паналлотриоморфнозернистой структуры в альбитизированных разновидностях нефелиновых сиенитов возникает иногда вторичная гнейсовидная текстура, обусловленная полосчатым распределением лейстового альбита (см. рис. 48).

Химический состав

Химические составы некоторых главных разновидностей нефелиновых сиенитов сведены в табл. 35. Из анализа числовых характеристик (табл. 36) видно, что нефелиновые сиениты об-

Таблица 35
Химический состав нефелиновых сиенитов и уртитов

Окислы	Номера анализов					
	I	II	III	IV	V	VI
SiO ₂	53,44	53,78	52,03	56,11	62,53	45,61
TiO ₂	0,87	1,02	0,99	0,45	—	—
Al ₂ O ₃	22,14	16,33	22,34	21,33	18,72	27,76
Fe ₂ O ₃	2,89	6,95	1,13	1,87	3,26	3,67
FeO	1,29	3,01	1,63	1,47	0,34	0,50
MnO	0,28	0,55	0,41	0,05	0,16	0,15
MgO	0,72	0,62	0,67	0,55	0,08	0,19
CaO	1,36	1,70	2,09	1,72	0,54	1,73
Na ₂ O	9,85	10,45	8,44	8,48	11,77	16,25
K ₂ O	6,01	3,78	5,16	6,46	0,79	3,72
H ₂ O	1,05	1,80	1,79	1,50	0,68	0,42
P ₂ O ₅	—	0,01	—	0,01	—	—
Сумма	99,90	100,00	96,68	100,00	98,87	100,00

I — хибинит (Б. М. Куплетский, 1937 г.); II — лүявриты, среднее [5]; III — миаскит (Б. М. Куплетский, 1937 г.); IV — фойяиты, среднее [5]; V — мариуполит (Морозевич, 1911 г.); VI — уртиты, среднее [5].

ладают очень высокой величиной a . Числовые характеристики c и b , в общем, близки к аналогичным числовым характеристикам гранитов и щелочных сиенитов. Зато величина s значительно ниже, чем у гранитов и сиенитов, и отсюда числовая

Таблица 36

Результаты пересчета химических анализов нефелиновых сиенитов и уртитов по методу А. Н. Заварицкого

Номера анализов*	Числовые характеристики									
	a	c	b	s	n	f'	m'	c'	Q	$a : c$
I	29,5	0,8	8,5	61,2	71,0	66,0	15,0	19,0	-37,4	36,9
II	22,7	7,0	6,1	64,2	75,0	46,5	18,6	34,9	-24,0	—
III	27,4	1,9	7,9	64,8	71,0	52,0	15,0	33,0	-29,1	14,4
IV	28,5	0,2	6,0	65,3	66,5	52,3	16,3	31,4	-26,6	14,2
V	24,9	2,1	2,1	70,9	95,6	61,2	6,5	32,3	-11,9	—
VI	39,1	3,9	2,7	54,3	85,7	$n'2,7$	13,5	83,8	-73,5	—

* Номера анализов соответствуют приведённым в табл. 35.

характеристика Q имеет отрицательную величину в пределах 24,0—37,4. Высокое содержание натрия в мариуполите характеризуется необычайно большой величиной параметра n , равной 95,6.

Морфология тел, сложенных нефелиновыми сиенитами, и геологические особенности их залегания

Форма залегания нефелиновых сиенитов и связанных с ними других щелочных пород разнообразна. Они образуют лакколиты, интрузивные залежи, лополиты и дайки; известны также штоки. Нефелиновые сиениты встречаются в двух ассоциациях: с щелочными гранитами и сиенитами и с щелочными бесполовошпатовыми породами. Последние входят в состав формации ультраосновных и щелочных пород, характерной для платформенных областей. Здесь породы типа ийолит-мельтейгитов (см. табл. 34) участвуют в строении концентрических в плане интрузивов совместно с пироксенитами, оливинитами и своеобразными карбонатными породами, известными под названием «карбонатиты». Примером такой области может служить щелочная провинция севера Сибирской платформы.

Ю. М. Шейнманн (1960 г.) высказал предположение, что разнообразные нефелиновые сиениты и породы ийолит-уртитового ряда Хибинского плутона на Кольском полуострове (рис. 49) также принадлежат к этой формации. По его мнению, на глубине следует предполагать наличие интрузивных масс

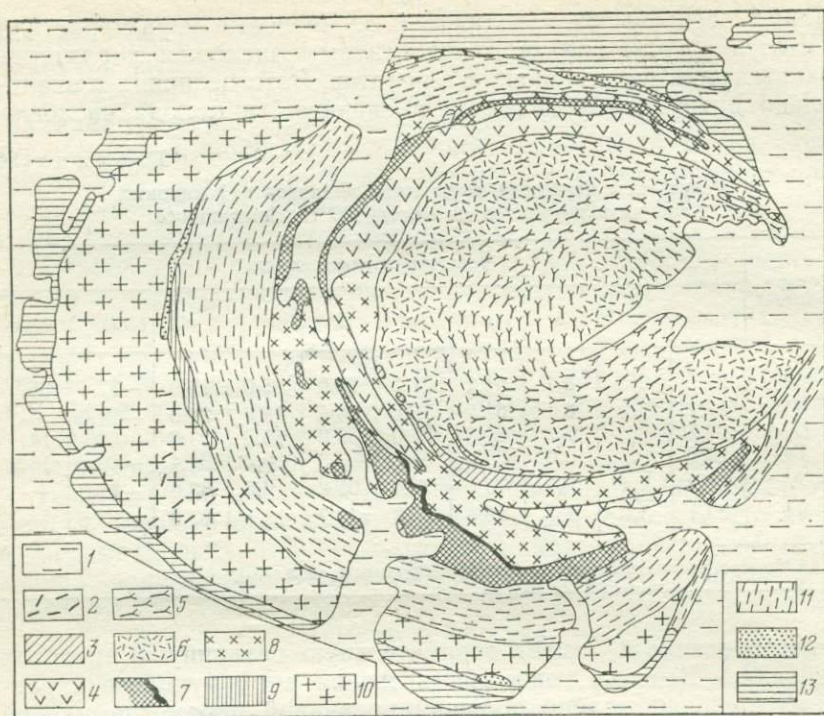


Рис. 49. Хибинский плутон щелочных пород. По Н. А. Елисееву.

1 — четвертичные отложения; 2 — молодые жильные породы; 3 — мелкозернистые слюдяно-эгрин-роговообманковые сиениты; 4 — среднезернистые эгриновые нефелиновые сиениты; 5 — трахитоидные фойиты; 6 — массивные фойиты; 7 — ийолит-уртиты, мальиниты, луаяриты; 8 — пойкилитовые нефелиновые сиениты; 9 — щелочные сиенит-порфиры; 10 — трахитоидные нефелиновые сиениты; 11 — массивные нефелиновые сиениты; 12 — щелочные нефелиновые сиениты; 13 — вмещающие породы.

ультраосновного состава. Кроме Хибинского плутона на Кольском полуострове описан ряд массивов щелочных пород в Ловозерских тундрах, имеющих своеобразное строение (рис. 50). Нефелиновые сиениты известны также на Украине, Урале, в Западной Сибири (Кузнецкий Алатау) и в Восточной Сибири (Ботогольский голец, Северное Забайкалье). Нефелиновые сиениты слагают ряд массивов в Средней Азии в Туркестанском хребте. За рубежом наиболее крупные массивы нефелиновых сиенитов находятся на Скандинавском полуострове, в Бразилии, Северной Америке и на юге Африки (массив Пилансберг).

Полезные ископаемые

С нефелиновыми сиенитами связана большая группа важных полезных ископаемых. Так, крупнейшие месторождения апатита (сырье на фосфор) и нефелина (сырье на алюминий) приуро-

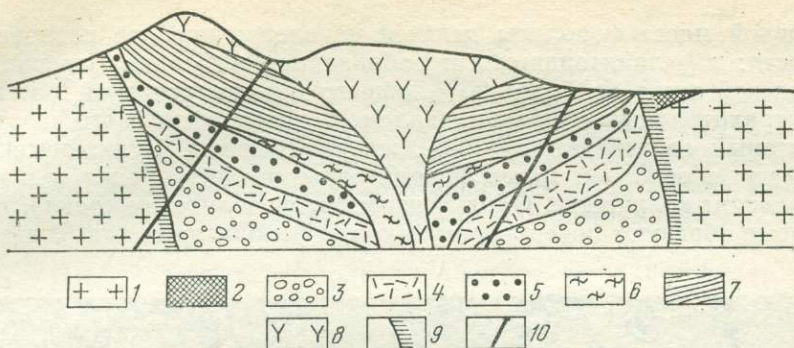


Рис. 50. Схема структуры Ловозерского массива. По А. В. Атаманову, С. Ф. Лугову и Я. М. Фейгину.

1 — архейско-протерозойские образования; 2 — эффузивно-осадочные образования; 3 — комплекс пород, аналогичных хибинитам Хибинских гор; 4 — комплекс пород, аналогичных ийолит-уртитам Хибинских гор; 5 — комплекс пойкилитовых нефелиновых сиенитов, аналогичных рихсдорритам Хибинских гор; 6 — нижняя фояйтовая часть стратифицированного комплекса, аналогичная фояйтовому ядру Хибинских гор; 7 — верхняя часть стратифицированного комплекса; 8 — эвдиалитовые комплексы; 9 — зона контакто-измененных пород; 10 — дайковый комплекс.

чены к породам ийолит-уртитового ряда в Хибинском плутоне.

С нефелиновыми сиенитами связана большая группа редкоземельных руд, а также известны месторождения титаномагнетита, флюорита и графита (Ботогольский голец). Отдельные разновидности нефелиновых пород, обогащенные сфеном, разрабатываются в целях получения титана для лакокрасочной промышленности.

В ассоциации с ийолит-мельтейгитами, участвующими в строении ультраосновных — щелочных интрузий платформ, известны карбонатиты со свойственной им минерализацией.

Излившиеся породы (фонолиты и фонолитовые порфиры)

Фонолиты обладают обычно порфировой структурой, реже встречаются афировые разности. Порфировые выделения обычно представлены санидином, анортоклазом, нефелином, иногда гаюином, нозеаном, содалитом. Из цветных минералов вкрапленники образуют моноклинные пироксены (диопсид, иногда титанистый авгит, эгирин-авгит), а также щелочные амфиболы. Иногда встречаются довольно крупные вкрапленники акцессорного минерала — титанита.

Основная масса фонолитов состоит из щелочного полевого шпата и нефелина с примесью небольшого количества темноцветного минерала, главным образом моноклинного пироксена. По соотношению щелочного полевого шпата и нефелина в ос-

новой массе фонолиты делятся на следующие две разновидности: нефелинитоидные с преобладанием нефелина (щелочной полевой шпат не более 20 % общего объема основной массы) и трахитоидные с преобладанием щелочного полевого шпата, который составляет до 70 % основной массы. Вулканическое стекло в основной массе фонолитов встречается редко и в небольшом количестве. Однако известны фонолитовые стекла, которые образуют поверхностную корку фонолитовых лав. В зави-

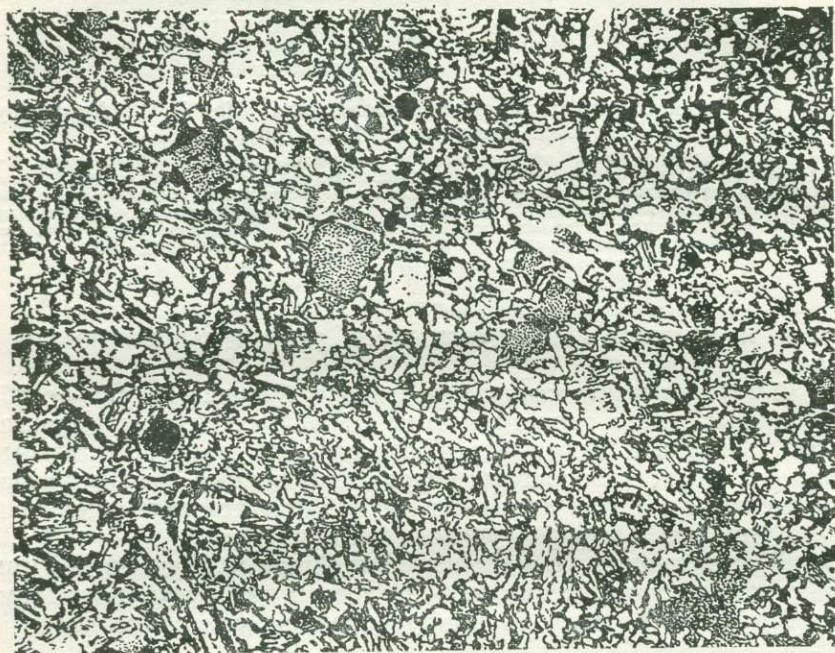


Рис. 51. Структура основной массы нефелинитоидного фонолита. Ув. 80; при одном никеле.

симости от количества нефелина и щелочного полевого шпата в фонолитах различают два типа структур. Нефелинитоидные фонолиты характеризуются наличием идиоморфных выделений нефелина в виде прямо- и шестиугольников (рис. 51), а трахитоидные фонолиты обладают трахитовой структурой, обусловленной флюидалной ориентировкой микролитов щелочного полевого шпата.

Разновидности фонолитов выделяются по присутствию редких фельдшпатоидов в порфирировых выделениях; так, известны нозеановые, содалитовые, гаюиновые и анальцимовые фонолиты. Кроме собственно фонолитов встречаются лейцитовые

фонолиты, которые характеризуются наличием вкрапленников санидина и лейцита, а нефелин в них отсутствует.

Фонолитовые порфиры являются породами чрезвычайно редкими. При разложении фонолитов щелочные полевые шпаты и фельдшпатоиды, особенно нефелин, замещаются цеолитами, а затем переходят в глинистое вещество. Другие составные части фонолитов подвергаются тем же изменениям, что и в трахитах.

Формы залегания фонолитов: купола, реже потоки и покровы, а также жилы. Фонолиты встречаются совместно с щелочными трахитами, щелочными базальтоидами, а также с нормальными базальтами. В пределах Советского Союза фонолиты известны на севере Сибири, где они образуют жилы в ассоциации с ультраосновными породами и щелочными габброидами. Своеобразные нозеановые фонолиты (таймыриты) описаны на Таймыре. Фонолитовые и лейцитовые порфиры палеозойского возраста установлены А. Н. Заварицким [9] на р. Ишим в Западном Казахстане.

§ 11. ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ ОСНОВНОГО СОСТАВА, НЕДОСЫЩЕННЫЕ КРЕМНЕЗЕМОМ (ГРУППА ЩЕЛОЧНЫХ ГАББРОИДОВ—ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ)

Щелочные габброиды и их излившиеся аналоги — щелочные базальтоиды — распространены еще менее, чем фельдшпатоидные сиениты и фонолиты, однако породы этой группы обладают такими петрографическими особенностями, которые делают их весьма значительными при изучении ряда общих вопросов генезиса магматических пород и их металлогении.

Глубинные породы (щелочные габброиды)

Щелочные габброиды весьма разнообразны по составу и строению, обладают в то же время рядом общих признаков, которые позволяют рассматривать их совместно. Они сходны с основными горными породами — габброидами тем, что бедны кремнеземом и богаты магнием и железом, однако резко отличаются от нормальных габброидов повышенным содержанием щелочных металлов — натрия или калия.

Минеральный состав

Вследствие указанной выше особенности химического состава пород данной группы их общий минеральный состав можно представить как состав габброидов (основной плагиоклаз и темноцветный минерал) с добавлением щелочных светлоцветных минералов — калишпата, нефелина, лейцита

(табл. 37). Среди темноцветных минералов наиболее распространены моноклинные пироксены, однако в некоторых разновидностях пород в числе главных минералов могут быть встречены щелочная роговая обманка, оливин и биотит.

Характерной особенностью этих пород, как и многих других с высокой щелочностью, является то, что перечисленные акцессории нередко содержатся в них в заметно повышенном коли-

Таблица 37

Породообразующие минералы щелочных габброидов

Группа минералов	Минералы	
	первичные	вторичные
Главные	Плаггиоклаз основной Калишпат Нефелин Лейцит Моноклинные пироксены, в том числе щелочные	Эпидот, альбит Каолинит Цеолиты Актинолит, хлорит
Второстепенные	Оливин Щелочные амфиболы Биотит	Серпентин Хлорит
Акцессорные	Сфен Апатит Ильменит Титаномагнетит	

честве и даже существуют породы, в которых акцессорный минерал, обычно сфен или апатит, становится одним из главных.

Содержание магнезиально-железистых минералов в щелочных габброидах в среднем то же, что и в габброидах нормального ряда, т. е. 40—60 %.

Главные породообразующие минералы щелочных габброидов обладают следующими особенностями. Плаггиоклаз этих пород, обычно лабрадор, иногда достигает состава битовнита или опускается по основности до андезина. В некоторых случаях он имеет неоднородное строение с зональным или неравномерным, пятнистым распределением участков различной основности. Калиевый полевой шпат — перешетчатый микроклин или ортоклаз, иногда с пертитовыми вростками альбита. Для моноклинного пироксена характерно повышенное содержание титана; распространен титанистый авгит, имеющий в шлифе фиолетовую окраску и часто обнаруживающий структуру «песочных часов». Встречаются также диопсид и эгирин-авгит. Роговая обманка, как правило, щелочная, чаще всего бывает

представлена баркевикитом. Встречается бурая роговая обманка, содержащая повышенное количество титана. Биотит красно-бурый в шлифе, близок к лепидомелану.

Подразделение щелочных габброидов по минеральному составу

Подразделение щелочных габброидов на разновидности основано на содержащихся в них светлоцветных минералах (табл. 38).

Т а б л и ц а 38

Разновидности щелочных габброидов

Название горной породы	Главные минералы	Основные отличительные признаки
Эссексит	Плагиоклаз основной Калишпат Пироксен моноклинный (Нефелин)	Совместное присутствие калишпата и плагиоклаза
Шонкиннит	Калишпат Пироксен моноклинный (Нефелин)	Присутствует калишпат, плагиоклаз отсутствует
Тералит	Плагиоклаз основной Нефелин Пироксен моноклинный	Присутствует плагиоклаз, калишпат отсутствует, обязательно наличие нефелина

Примечание. Там, где нефелин показан в скобках, он может встречаться и как главный, и как второстепенный минерал.

Эссекситы — ортоклазовые габбро, содержащие, помимо своих обычных компонентов — основного плагиоклаза и моноклинного пироксена — также калиевый полевой шпат. Количественные соотношения минералов в эссекситах в среднем таковы: содержание темноцветных минералов, в основном моноклинного пироксена, около 40 %, из светлоцветных минералов преобладает плагиоклаз (около 30 %), в меньшем количестве присутствует калиевый полевой шпат (около 15 %), иногда имеется нефелин в количестве до 5—10 %. Остальной объем приходится на долю второстепенных и аксессуарных минералов.

Шонкинниты — породы, состоящие из фемических минералов (преимущественно моноклинного пироксена) и калиевого полевого шпата. Такой минеральный состав сближает их, с одной стороны, с габброидами, с другой — с сиенитами, поэтому шонкинниты могут с достаточными основаниями рассматриваться как меланократовые пироксеновые сиениты. Количественные соотношения минералов в шонкиннитах характеризуются заметным преобладанием темноцветных минералов, суммарное содержание которых обычно 55—65 %. Количество

калиевого полевого шпата 20—25 %. Остальной объем приходится на долю второстепенных минералов, среди них часто присутствуют нефелин и основной плагиоклаз, а также акцессории.

Тералиты — нефелиновые габбро, состоящие из темноцветных минералов, основного плагиоклаза и нефелина. Темно- и светлоцветные силикаты представлены в приблизительно равном количестве. Из силических минералов преобладает плагиоклаз; в меньшем количестве присутствует нефелин.

Текстура и структура

Текстура пород массивная или такситовая. Последняя бывает выражена неравномерным, кучным распределением темноцветных минералов. Изредка встречается трахитоидная текстура, проявляющаяся в субпараллельной ориентировке удлиненных кристаллов полевого шпата и пироксена (эссекситы).

Структура горных пород большей частью среднезернистая, но может варьировать в широких пределах от мелкозернистой (доли миллиметра) до весьма крупнозернистой (1—2 см). В большой степени она зависит от особенностей минерального

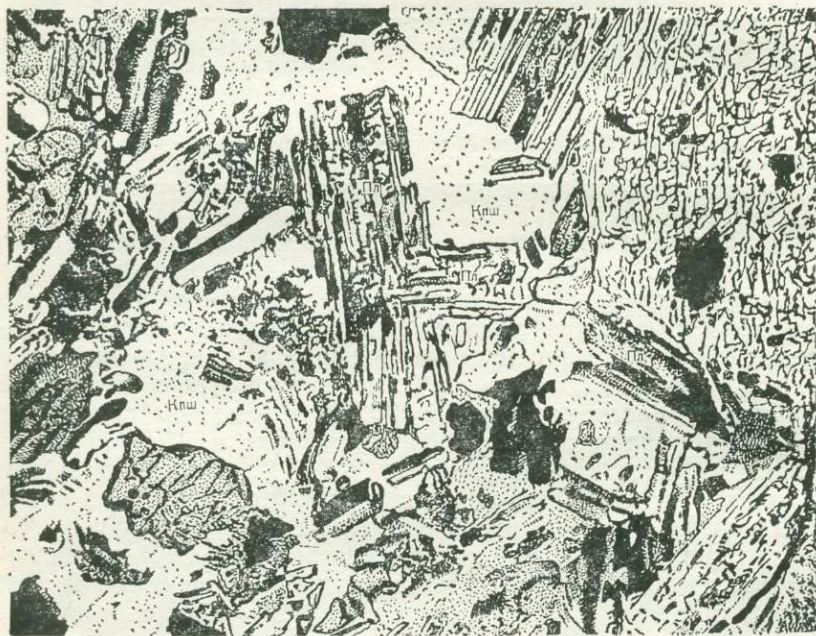


Рис. 52. Гипидиоморфнозернистая структура с участками монзонитовой структуры в эссексите. Ув. 40; николи +.

Кристаллы плагиоклаза (Пл) цементируются калишпатом (Кпш). Моноклинный пироксен (Мп) обладает идиоморфизмом

состава той или иной разновидности. Преобладают различные варианты гипидиоморфнозернистой структуры. Для темноцветных минералов характерны структуры зонального нарастания: довольно обычны каймы эгирин-авгита или щелочной роговой обманки по краям кристаллов авгита.

Структура эссекитов гипидиоморфнозернистая, обусловленная тем, что кристаллы плагиоклаза, имеющие таблитчатые

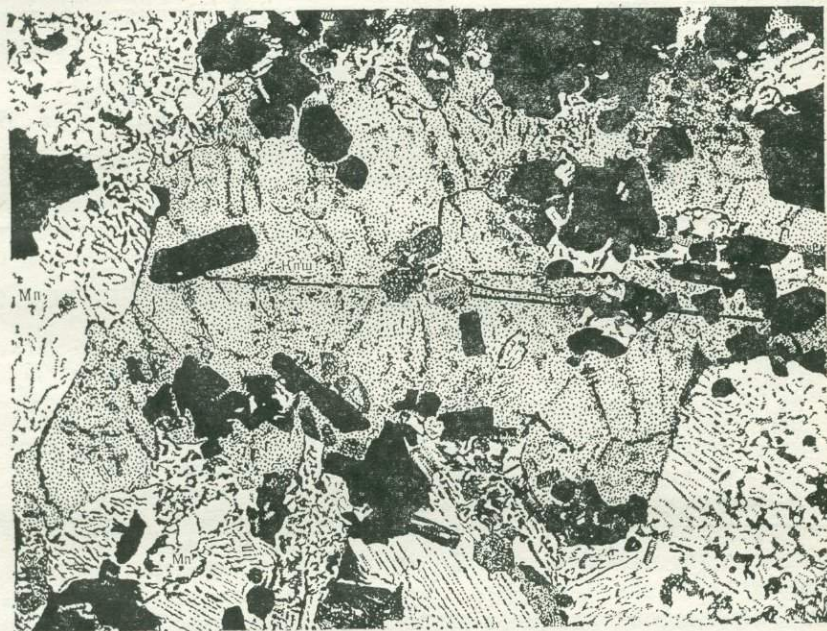


Рис. 53. Гипидиоморфнозернистая структура в шонкините. Ув. 40; николи +. Ксеноморфное выделение калишпата (Кш) выполняет промежутки между идиоморфными кристаллами моноклинного пироксена (Mn).

очертания, идиоморфны по отношению к калишпату (рис. 52). Август в эссекитах чаще всего представлен идиоморфными призматическими кристаллами. Идиоморфизм авгита, как и всех других темноцветных минералов, выражен наиболее резко по отношению к калиевому полевому шпату, однако по отношению к плагиоклазу темноцветные минералы могут быть и ксеноморфны.

Структура шонкинитов отличается четко выраженным резким идиоморфизмом призматических кристаллов авгита, а также аксессуарных минералов по отношению к калиевому полевому шпату. Выделения последнего представляют собой монокристаллы неправильных очертаний, занимающие цементирующее положение по отношению к другим минералам (рис. 53).

Химический состав

Как видно из таблицы средних химических составов щелочных габброидов, по Р. Дэли (табл. 39), невысокое содержание кремнезема (40—50%), а также значительное количество магния и железа характеризуют эти породы как основные. Вместе с тем суммарное количество окислов щелочных металлов (6—12%) значительно превышает содержание их в габброидах нормального ряда. Относительное количество натрия и калия различно в зависимости от типа пород. Резкое преобладание натрия над калием наблюдается в породах, богатых нефелином

Таблица 39

Химический состав щелочных габброидов [5]

Окислы	Номера анализов			Окислы	Номера анализов		
	I	II	III		I	II	III
SiO ₂	48,64	48,66	45,61	CaO	8,89	10,46	9,49
TiO ₂	1,86	0,97	1,96	Na ₂ O	4,30	2,71	5,12
Al ₂ O ₃	17,96	12,36	14,35	K ₂ O	2,28	5,15	3,69
Fe ₂ O ₃	4,31	3,08	6,17	H ₂ O	1,34	1,46	2,60
FeO	5,58	5,86	4,03	P ₂ O ₅	0,65	1,07	0,74
MnO	0,19	0,13	0,19				
MgO	4,00	8,09	6,05	Сумма	100,00	100,00	100,00

I — эссекиты; II — шонкиниты; III — терамиты.

(в частности, в тералитах). Преобладание калия над натрием характерно для существенно калишпатовых пород — шонкинитов. Содержание кальция в щелочных габброидах значительно (9—11%), что находит выражение в том, что многие из них богаты основным плагиоклазом. Как видно из табл. 40, у эссекитов характеристика *c* достигает 5,9.

Высокое содержание щелочей и глинозема при незначительном количестве кремнекислоты приводит к тому, что в щелоч-

Таблица 40

Результаты пересчета химических анализов щелочных габброидов по методу А. Н. Заварицкого

Номера анализов*	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>l'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>Q</i>	<i>a:c</i>
I	13,1	5,9	22,0	59,0	74,2	43,4	33,1	24,4	—14,1	2,2
II	12,8	1,6	31,8	53,8	53,2	42,8	30,0	27,2	—19,6	8,0
III	16,3	1,3	29,6	52,8	67,8	31,2	34,4	34,4	—28,3	12,5

* Номера анализов соответствуют приведенным в табл. 39.

ных габброидах часто присутствуют фельдшпатоиды, такие, как нефелин и лейцит. Недосыщенность пород кремнеземом выражается в отрицательном значении Q .

Особенностью щелочных габброидов, как и многих других щелочных пород, является повышенное содержание в них титана и фосфора. Минералогически это выражается в появлении обогащенных титаном темноцветных минералов (авгит, роговая обманка) и в резко повышенном содержании в породах сфена, титаномагнетита, а также апатита.

Морфология тел, сложенных щелочными габброидами, и геологические особенности их залегания

Щелочные габброиды, относящиеся к числу редких горных пород, не образуют самостоятельных крупных массивов. Они залегают в виде небольших штоков или дайкообразных тел, чаще же участвуют в строении массивов и комплексов, сложенных различными породами преимущественно щелочного состава, с которыми щелочные габброиды бывают связаны постепенными переходами.

Весьма тесную ассоциацию образуют щелочные габброиды с породами, объединяемыми в формацию нефелиновых сиенитов, которая развита в пределах платформ и некоторых герцинских складчатых областей. Так, эссекситы, тералиты и шонкиниты встречены в составе многих массивов, сложенных нефелиновыми и щелочными сиенитами.

Районы распространения щелочных габброидов в сочетании с нефелиновыми и щелочными сиенитами известны во многих регионах развития щелочных пород, на Кольском полуострове, в Казахстане (ишимский комплекс), на Тянь-Шане, в Кузнецком Алатау, Алданском районе и др.

Шонкиниты могут быть встречены и вне связи с щелочными породами совместно с монцонитами и сиенитами, реже в составе гранитоидных и габброидных интрузий как продукт гибридного кислой или основной магмы.

Излившиеся породы (щелочные базальтоиды)

К группе щелочных базальтоидов относятся разнообразные породы, имеющие облик базальтов. Классификация щелочных базальтоидов достаточно сложна.

Среди щелочных базальтоидов выделяются следующие, наиболее распространенные группы пород:

— щелочные базальты, являющиеся излившимися аналогами эссекситов и отчасти шонкинитов. Эти породы характеризуются присутствием щелочного полевого шпата и иногда, в качестве второстепенной примеси, фельдшпатоидов;

— тефриты и оливиновые тефриты (базаниты), являющиеся излившимися аналогами тералитов. Щелочной характер выражен существенным содержанием фельдшпатоидов наряду с основным плагиоклазом. К группе тефрита относятся анальцимовые тефриты и анальцимовые базальты;

— нефелиниты и нефелиновые базальты характеризуются почти полным отсутствием полевых шпатов. Если вместо нефелина присутствует лейцит, то породы называются лейцититами и лейцитовыми базальтами. Кроме наличия оливина лейцитовые базальты отличаются от лейцититов и по структуре. Лейцитовые базальты обладают чаще порфировой структурой, в то время как лейцититам свойственна афировая структура;

— авгититы и лимбургиты — щелочные базальты, в которых значительная часть горной породы застыла в виде вулканического стекла, имеющего щелочной состав. Они являются излившимися аналогами тералитов или других щелочных габброидов.

Минеральный состав

Минеральный состав щелочных базальтоидов приведен в табл. 41. Щелочные базальты обладают порфировой структурой. Макроскопически это очень плотные горные породы серого, темно-серого и даже черного цвета. Состав плагиоклаза во вкрапленниках меняется в широких пределах — от андезина до анортита. Щелочной полевой шпат представлен чаще санидином или анортотоклазом, реже альбитом. Калиевый полевой шпат часто появляется в щелочных базальтах в виде каемок вокруг вкрапленников основного плагиоклаза или же входит в основную массу пород. Моноклинный пироксен представлен в щелочных базальтах титанистым авгитом, реже диопсидом. Последний часто окружен каймой эгирин-авгита.

Основная масса щелочных базальтов обладает пилотакситовой или гиалопилитовой структурой. В случае высокого содержания щелочного полевого шпата в основной массе структура приближается к трахитовой.

Тефриты характеризуются наличием порфировой структуры и содержат в качестве вкрапленников (табл. 42) основной плагиоклаз и обыкновенно несколько фельдшпатоидов — нефелин и лейцит, из темноцветных минералов — моноклинный пироксен, а в базанитах к нему присоединяется также оливин.

В небольших количествах в основной массе тефритов могут присутствовать санидин, а также вулканическое стекло буроватого цвета. Тефриты часто характеризуются миндалекаменной текстурой; миндалины выполнены цеолитами.

В анальцимовых тефритах и анальцимовых базальтах анальцит заменяет нефелин и обычно выполняет промежутки между другими минералами.

Вещественный состав щелочных базальтоидов

	Щелочные базальты	Тефриты	Нефелиновые базальты	Лимбургиты
Минералы вкрапленников	Основной плагиоклаз, моноклиновый пироксен (авгит), реже калишпат, альбит, оливин, базальтическая роговая обманка	Основной плагиоклаз, нефелин, лейцит, моноклиновый пироксен, реже оливин, роговая обманка, биотит	Нефелин, авгит, оливин	Авгит, оливин
Минералы основной массы	Плагиоклаз (основной или средний) + санидин или анортоклаз + щелочной моноклиновый пироксен + магнетит, реже фельдшпатоиды	Плагиоклаз + нефелин (или лейцит) + моноклиновый пироксен + рудный минерал, реже оливин	Нефелин + авгит + оливин + рудный минерал	Буровое вулканическое стекло + авгит + оливин + магнетит
Цветное число, %	50	50	40—60	

Нефелиниты и нефелиновые базальты, как было указано выше, характеризуются почти полным отсутствием полевых шпатов. Нефелиниты состоят из нефелина и авгита, а в нефелиновых базальтах к этим минералам присоединяется оливин. Моноклинный пироксен представлен чаще титанистым авгитом, а также диопсидом и эгирин-авгитом. Из второстепенных минералов наиболее часто встречаются апатит и магнетит или ильменит.

Таблица 42

Химический состав щелочных базальтоидов

Окислы	Номера анализов					
	I	II	III	IV	V	VI
SiO ₂	49,20	49,14	39,87	46,18	42,25	41,25
TiO ₂	1,68	1,00	1,50	2,13	2,52	1,59
Al ₂ O ₃	16,65	16,57	13,58	12,74	16,26	12,03
Fe ₂ O ₃	4,76	3,65	6,71	5,27	8,43	5,65
FeO	5,36	6,68	6,43	5,06	5,46	7,29
MnO	0,55	0,30	0,21	0,19	—	0,54
MgO	4,43	3,98	10,46	8,36	5,49	11,22
CaO	7,74	9,88	12,36	8,16	9,75	11,88
Na ₂ O	4,54	2,57	3,85	2,36	4,45	3,40
K ₂ O	3,19	3,39	1,87	6,18	1,82	1,30
H ₂ O	1,30	2,00	2,22	2,60	2,43	3,20
P ₂ O ₅	0,60	0,84	0,94	0,77	1,04	0,65
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

I — трахизальты; II — тефриты; III — нефелиновые базальты; IV — лейцитовые базальты; V — авгититы; VI — лимбургиты (все анализы — среднее [5]).

Авгититы и лимбургиты обладают порфировой структурой. В качестве вкрапленников в авгититах присутствует авгит, а в лимбургитах — авгит и оливин. Авгит представлен либо титанистой, либо базальтической разновидностью, для него характерна структура песочных часов (рис. 54). Основная масса описываемых лав состоит из бурого вулканического стекла с микролитами авгита, магнетита и апатита, в лимбургитах дополнительно в основной массе присутствуют микролиты оливина.

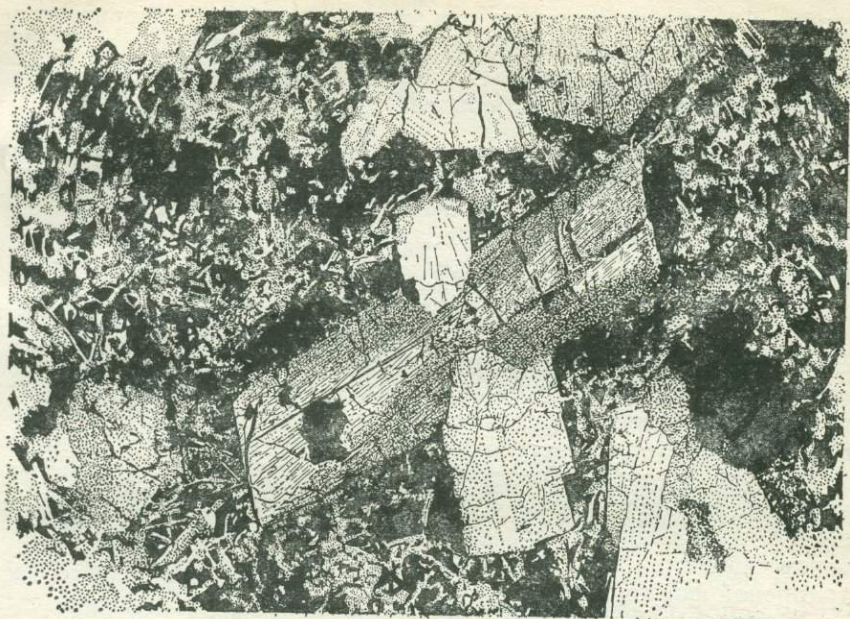


Рис. 54. Вкрапленники авгита со структурой песочных часов в авгитите.
Ув. 30; николи +.

Химический состав

В табл. 42 приведены средние составы разновидностей щелочных базальтоидов, по Р. Дэли [5]. Сравнение числовых характеристик, вычисленных по методу А. Н. Заварицкого

Таблица 43

Результаты пересчета химических анализов щелочных базальтоидов по методу А. Н. Заварицкого

Номера анализов *	Числовые характеристики									
	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>Q</i>	<i>a:c</i>
I	14,8	3,9	23,2	58,1	68,2	42,4	33,1	24,5	-17,3	3,8
II	11,0	6,1	23,7	59,2	53,2	42,8	30,0	27,2	-29,5	1,8
III	10,9	3,4	40,3	45,4	75,6	29,0	43,0	28,0	-34,4	3,2
IV	13,8	1,5	31,5	53,2	37,0	29,7	44,0	26,3	-22,7	9,2
V	13,0	4,8	30,1	52,1	78,2	42,8	32,2	25,0	-26,6	2,7
VI	9,1	3,2	41,0	46,7	79,7	28,6	45,0	26,4	-28,0	2,9

* Номера анализов соответствуют приведенным в табл. 42.

(табл. 43), показывает, что эта группа пород характеризуется высокими величинами a и b при низких значениях c и s . В общем щелочные базальтоиды по своим числовым характеристикам близки щелочным габброидам.

Геологические условия нахождения, распространение и формы залегания щелочных базальтоидов

Щелочные базальтоиды входят в состав двух формаций, выделенных Ю. А. Кузнецовым [19] для платформенных областей: в щелочную оливин-базальтовую и щелочно-базальтоидную. Формирование обеих формаций связано с крупными разломами, сопровождающими оседание сводовых поднятий. Излияния происходят из вулканов центрального типа и сопровождаются выбросами пирокластических продуктов. Наряду с лавовыми горизонтами встречаются и другие формы залегания — дайки или пластовые интрузии. Большинство вулканогенных комплексов, относящихся к данным формациям, имеет третичный и четвертичный возраст. Как правило, щелочные базальтоиды являются более молодыми образованиями, чем породы трапповой формации.

В пределах Советского Союза хорошо изучена трахибазальтовая формация Прибайкалья, которая продолжается в Монголию и Китай. Щелочные базальтоиды известны в Африке, где они приурочены к зоне Великих разломов. Особенно интересен комплекс щелочных базальтоидов Уганды, где широко развиты лейцитовые разновидности пород — лейцитовые базальты, лейцитовые базаниты и калиевые трахибазальты.

Корневые части данной вулканогенной формации, по-видимому, слагают щелочные габброиды и различные нефелиновые породы. Некоторые исследователи склонны объединять щелочные базальтоиды с интрузивной формацией ультраосновных и щелочных пород. Парагенетическая связь щелочных базальтоидов с интрузивными породами ультраосновного и щелочного состава достаточно хорошо доказана для северо-запада Сибирской платформы в бассейне рек Меймеча и Котуй.

В. ПОЛУГЛУБИННЫЕ И ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

Жильные породы по условиям формирования занимают промежуточное положение между глубинными и излившимися и, по существу, являются полуглубинными, или гипабиссальными, породами, но до настоящего времени объем этой группы горных пород строго не установлен. Геологическое положение жильных пород среди массивов интрузивных пород и их парагенетическая связь с рудообразующими процессами, что доказано для ряда регионов Советского Союза, требуют выделения этих пород в особую группу. В ряде случаев жильные породы

являются полными аналогами полуглубинных, слагающих небольшие интрузивные тела и получивших в нашей литературе название «малые интрузии» [3, 42].

Полуглубинные породы по минеральному составу являются полными аналогами соответствующих групп глубинных пород и отличаются от них лишь структурными особенностями. Условия кристаллизации в гипабиссальных условиях при быстром охлаждении привели к появлению в полуглубинных породах либо порфировых, либо микрозернистых структур. Жильные породы, кристаллизующиеся из магм нормального состава, были названы Г. Розенбушем асхистовыми, что в переводе означает «нерасщепленные» жильные горные породы. Кроме того, им была выделена группа диасхистовых, или расщепленных, пород, подразделяющаяся на две подгруппы: лейкократовые и меланократовые породы. Лейкократовые жилы представлены аплитами и пегматитами, меланократовые — лампрофирами. Г. Розенбуш предполагал, что лейкократовые и меланократовые жилы возникают в результате расщепления магмы, дополняя друг друга, т. е. являются комплементарными. Эта гипотеза в настоящее время не всеми принимается, но подразделение жильных пород на вышеуказанные типы целесообразно сохранить, поскольку это удобно для их классификации в целом.

§ 12. АСХИСТОВЫЕ ПОРОДЫ

Как было указано выше, асхистовые породы по минеральному составу являются полными аналогами соответствующих глубинных пород. По структурному признаку они могут быть подразделены на породы с микрозернистой структурой и породы с порфировой структурой (табл. 44). В таблице не указаны названия для асхистовых пород ультраосновного состава, так как они по структурам не отличаются от соответствующих глубинных пород. Поэтому для жильных пород ультраосновного состава следует прибавлять прилагательное «жильный» к названию соответствующей разновидности горных пород, например жильный перидотит или жильный пироксенит.

Как видно из таблицы, номенклатура асхистовых пород формируется следующим образом. Для микрозернистых разновидностей к названию соответствующей глубинной породы прибавляется приставка «микро». Исключение составляют габбро-диабазы, которые выделяются по наличию офитовой структуры, что и отражено в их названии, так как термины «диабазовая структура» и «микрозернистая офитовая структура» синонимичны.

Для асхистовых пород, обладающих порфировой структурой, берется название интрузивной породы и прибавляется к нему второе слово из названия соответствующей ей лавы. Так, например, для основных пород наименование асхистовой породы с порфировой структурой — габбро-порфирита — обра-

зовано от названия соответствующей интрузивной породы (габбро) и от второго слова из названия ее эффузива (базальтовый порфирит). Для кислых и щелочных пород палеотипные аналоги лав называются липаритовыми и трахитовыми порфирами, отсюда асхистовые породы обозначаются гранит-порфиры и сиенит-порфиры. Для порфиров типично наличие вкрапленников калиевого полевого шпата. Тот же принцип сохранен и в группе

Т а б л и ц а 44

Классификация асхистовых пород

Группа пород	Асхистовые породы	
	с микрозернистой структурой	с порфировой структурой
Основные	Микрогаббро Габбро-диабазы	Габбро-порфириты Габбро-диабаз-порфириты
Средние	Микродиориты Кварцевые микродиориты	Диорит-порфириты Кварцевые диорит-порфириты
Кислые	Микрограниты Микрогранодиориты	Гранит-порфиры Гранодиорит-порфиры
Щелочные насыщенные кремнеземом	Микросиениты	Сиенит-порфиры
Щелочные недосыщенные кремнеземом	Нефелиновые микросиениты	Нефелиновые сиенит-порфиры
	Микроэссекситы Микрошонкиниты	Эссексит-порфириты Шонкинит-порфиры

щелочных габброидов, где выделяются эссексит-порфириты и шонкинит-порфиры; последние по наличию калиевого полевого шпата во вкрапленниках. Асхистовые породы микрозернистого строения по составу и структуре полностью аналогичны основной массе асхистовых пород с порфировой структурой.

Г а б б р о - д и а б а з ы представляют собой полнокристаллические, обычно средне- или мелкозернистые породы, состоящие главным образом из основного плагиоклаза и авгита и обладающие диабазовой (офитовой) или пойкилоофитовой структурой (рис. 55).

Плагиоклаз чаще отвечает лабрадору, но иногда и более основной, реже встречается андезин. Кристаллы плагиоклаза обладают удлиненопластинчатым габитусом, зональным строением и полисинтетически сдвойникованы. Авгит часто имеет бурю окраску с фиолетовым оттенком, что свидетельствует о наличии в нем титана. В габбро-диабазы трапповой формации часто присутствует пижонит-авгит, для которого характерны малые углы оптических осей. Среди габбро-диабазов известны разности

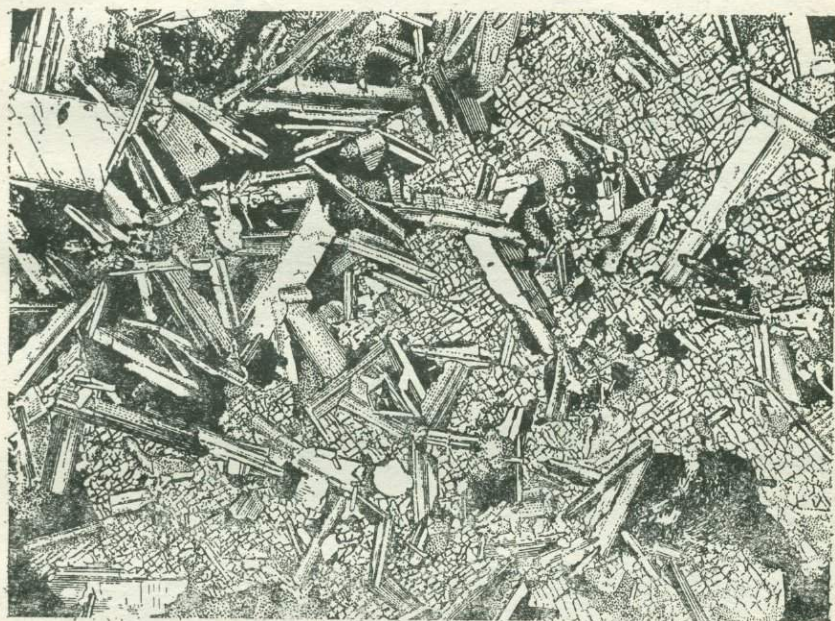


Рис. 55. Пойкилофитовая структура в габбро-диабазе. Ув. 20; николи +.

с оливином — оливиновые габбро-диабазы, а также встречаются кварцсодержащие разности — кварцевые диабазы или конга-диабазы. В последних часто наряду с кварцем и в графических сростаниях с ним присутствует калиевый полевой шпат.

Габбро-порфиры содержат вкрапленники основного плагиоклаза и моноклинного пироксена. Основная масса состоит из зерен плагиоклаза — лабрадора, моноклинного пироксена, иногда ромбического пироксена и рудного минерала. Структура основной массы панидиоморфнозернистая.

Диорит-порфиры содержат вкрапленники, представленные зональным плагиоклазом — андезином, роговой обманкой, иногда биотитом. Полнокристаллическая мелкозернистая основная масса состоит из лейст плагиоклаза, призматических кристаллов роговой обманки, иногда листочков биотита

и зерен магнетита. Структура основной массы призматически-зернистая. В кварцевых диорит-порфиритах появляются вкрапленники кварца (рис. 56), чаще же кварц присутствует в основной массе пород.

Гранит-порфиры — это полнокристаллические породы порфировой структуры с вкрапленниками кварца, калиевого полевого шпата, иногда также плагиоклаза и темноцветного

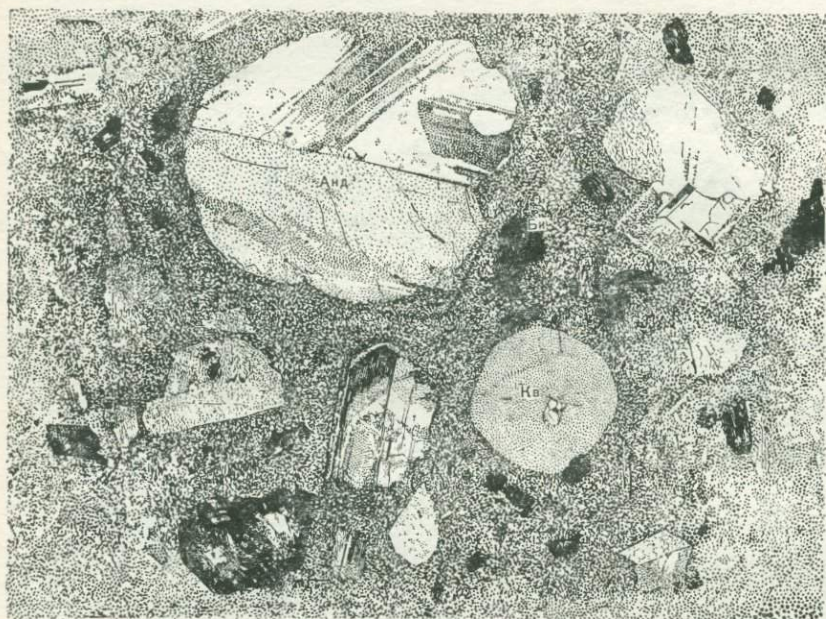


Рис. 56. Вкрапленники кварца (Кв), зонального андезина (Анд) и биотита (Би) в кварцевом диорит-порфирите. Ув. 20; николи +.

минерала, представленного чаще биотитом и роговой обманкой, реже пироксеном.

Основная масса гранит-порфиров состоит в основном из калиевого полевого шпата и кварца, в небольшом количестве могут присутствовать плагиоклаз и какой-нибудь темноцветный минерал. Структура основной массы обусловлена взаимным соотношением выделений калиевого полевого шпата и кварца, и поэтому наблюдается большое разнообразие типов микроструктур — гранитовая, микропойкилитовая, микропегматитовая (гранофировая), сферолитовая и аллотриоморфнозернистая. Как правило, основная масса гранит-порфиров лучше раскристаллизована, чем кислых эффузивов, но этот признак нельзя использовать для определения геологического залегания той или иной горной породы. Гранит-порфиры связаны постепенными

переходами с гранодиорит-порфирами и плагиогранит-порфирами.

Сиенит-порфиры отличаются от вышеописанных гранит-порфиров прежде всего отсутствием кварца. Последний появляется иногда в незначительных количествах в основной массе пород. Вкрапленники в сиенит-порфирах представлены калиевым полевым шпатом и цветными минералами. Основная масса сиенит-порфиров состоит обычно из лейст калиевого полевого шпата, что обуславливает появление ортофировой или трахитовой структуры.

§ 13. ДИАСХИСТОВЫЕ ПОРОДЫ

Как уже отмечалось, в группе диасхистовых пород выделяются две подгруппы: лейкократовые (аплиты и пегматиты) и меланократовые (лампрофиры) породы.

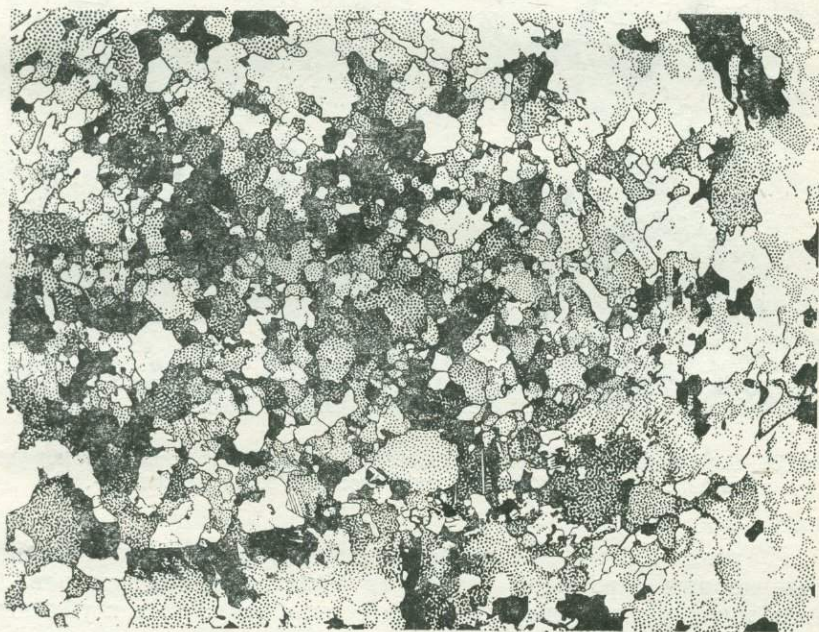


Рис. 57. Аплитовая структура в аплите гранитного состава. Ув. 30; николи +.

Лейкократовые породы совершенно или почти совершенно лишены темноцветных составных частей. Аплиты — это мелко- или тонкозернистые породы, состоящие исключительно из светлочетных минералов. Макроскопически они представляют собой светлоокрашенные породы белого, светло-серого, желтоватого или розоватого цвета. Наиболее широко распространены

аплиты гранитного состава, состоящие из кислого плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца. Известны также аплиты габбрового, диоритового и сиенитового состава. Габбро-аплиты состоят почти исключительно из основного плагиоклаза, а диорит-аплиты — из среднего плагиоклаза. Сиенит-аплиты характеризуются в отличие от аплитов гранитного состава отсутствием кварца. Все разновидности аплитов обладают аплитовой структурой (рис. 57).

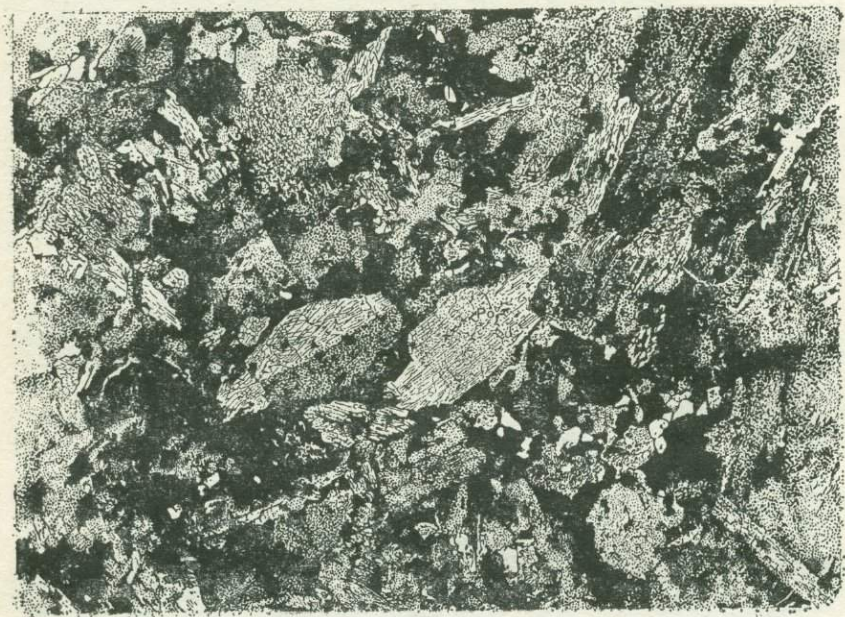


Рис. 58. Вкрапленники роговой обманки (Po) в спессартите с панидиоморфно-зернистой структурой основной массы. Ув. 30; николи +.

Пегматиты — это крупнозернистые, а чаще грубозернистые породы с размером зерен от нескольких сантиметров до нескольких дециметров, имеющие состав различных глубинных пород. Наиболее широко распространены пегматиты гранитного состава, поэтому их называют просто пегматитами. Но известны также пегматиты другого состава, которые называют габбро-пегматитами, диорит-пегматитами и сиенит-пегматитами. Широкое распространение имеют также пегматиты нефелин-сиенитового состава.

Первоначально пегматитами называли горные породы гранитного состава, обладающие особой письменной или пегматитовой структурой, характеризующейся закономерными сращениями калиевого полевого шпата и кварца. По структуре раз-

личают три типа гранитных пегматитов: 1) пегматоидный, когда пегматиты состоят из крупных зерен главных породообразующих минералов, не обладающих какой-либо закономерной ориентировкой; 2) письменный, или графический, когда пегматиты состоят из закономерных сростков кварца и полевых шпатов; 3) реже встречается тип расслоенных пегматитов, когда полевые шпаты и кварц образуют обособленные полосы. Кварц в большинстве случаев слагает центральную часть жил, а поле-

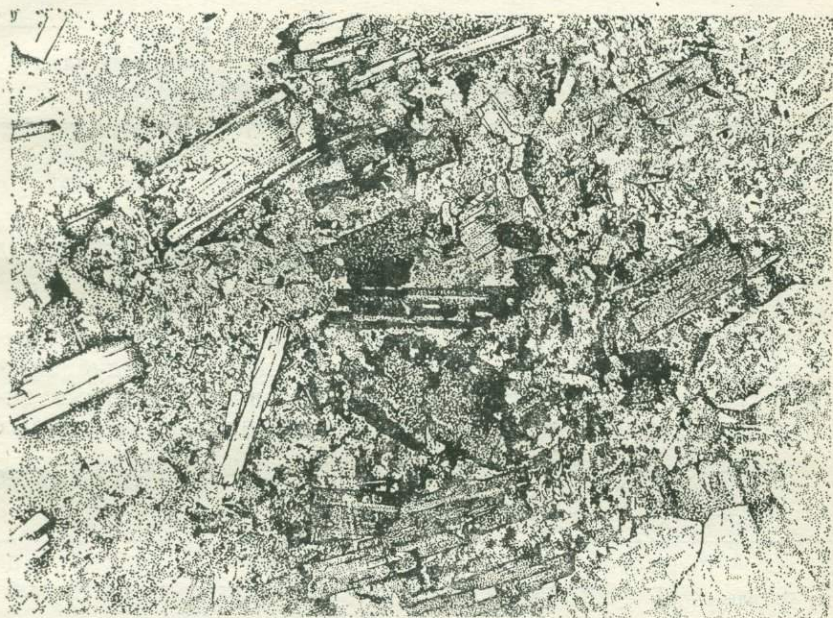


Рис. 59. Вкрапленники биотита в минетте с карбонатизированной основной массой. Ув. 20; при одном николе.

вые шпаты сконцентрированы в зальбандах. В пегматитах часто наблюдаются миаролитовые пустоты, или занорыши.

Лампрофиры имеют порфириковую структуру, характерной их особенностью является отсутствие вкрапленников светлоцветных минералов. Вкрапленники представлены исключительно темноцветными минералами (рис. 58), что позволяет при полевых исследованиях отличать лампрофиры от близких по составу асхистовых пород, например спессартиты от диоритпорфиритов или минетты от сиенит-порфиритов. Основная масса лампрофиров в большинстве случаев обладает панидиоморфнозернистой структурой. Характерной особенностью лампрофиров является большая степень разложения их первичных цветных минералов с широким развитием процессов карбонатизации и хлоритизации (рис. 59). Цветное число лампрофиров 50 %.

Классификация лампрофиров

Группа пород	Наименование лампрофира	Минеральный состав	
		Цветной минерал	Полевой шпат
Основные (габброиды)	Одинит	Авгит и роговая обманка	Основной плагиоклаз
Средние (диориты)	Керсантит Спессартит	Биотит Роговая обманка	Средний плагиоклаз
Средние породы с повышенной щелочностью (сиениты)	Минетта Вогезит	Биотит Роговая обманка	Калиевый полевой шпат

Химический состав

Поскольку химический состав асхистовых пород полностью аналогичен химическому составу соответствующих глубинных пород, то мы остановимся лишь на особенностях химизма диасхистовых пород. В табл. 46 приведен средний состав главных

Таблица 46

Химический состав диасхистовых пород

Окислы	Номера анализов				
	I	II	III	IV	V
SiO ₂	75,00	50,79	53,52	49,45	52,62
TiO ₂	0,30	1,02	1,24	1,23	0,54
Al ₂ O ₃	13,14	15,26	14,57	14,41	14,86
Fe ₂ O ₃	0,58	3,29	3,52	3,39	3,60
FeO	0,40	5,54	5,29	5,01	4,18
MnO	0,07	0,07	0,38	0,13	0,84
MgO	0,30	6,33	6,60	8,26	8,55
CaO	1,13	5,73	7,03	6,73	5,86
Na ₂ O	3,54	3,12	3,48	2,54	3,21
K ₂ O	4,80	2,79	2,28	4,69	2,83
H ₂ O	0,71	5,71	1,75	3,04	2,70
P ₂ O ₅	0,03	0,35	0,34	1,12	0,21
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

I — гранитные аплиты, среднее [9]; II — керсантиты, III — спессартиты, IV — минетты, V — вогезиты (анализы II, III, IV и V, среднее [5]).

типов лампрофиров и аплита гранитного состава. Анализ числовых характеристик, вычисленных по методу А. Н. Заварицкого (табл. 47), показывает, что лампрофиры приближаются по составу к щелочным породам. Особенно это характерно для слюдяных лампрофиров. Так, состав минетты очень близок к составу лейцитового базальта. Лампрофиры диоритового ряда по числовым характеристикам *a* и *c* довольно близки к гранодиоритам, диоритам и андезитам, но отличаются от последних более высокой величиной *b* и более низкой величиной *s*.

Таблица 47

Результаты пересчета химических анализов
диасхистовых пород по методу А. Н. Заварицкого

Номера анализов *	Числовые характеристики									
	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>Q</i>	<i>a:c</i>
I	14,3	1,3	1,5	82,9	52,8	65,2	34,8	0	+35,9	11,0
II	11,4	5,0	22,2	61,4	62,5	38,6	50,8	11,0	-5,0	2,3
III	10,8	4,2	23,8	61,2	70,0	35,2	46,9	17,9	-3,4	2,6
IV	12,5	3,4	26,6	57,5	45,1	29,0	53,0	18,0	-13,4	3,7
V	11,1	4,3	25,1	59,5	63,4	31,1	57,8	11,0	-7,5	2,6

* Номера анализов соответствуют приведенным в табл. 46.

Средний состав аплитов (анализ I), хотя и близок к составу вмещающих их аляскитовых гранитов, но отличается от него более высоким содержанием кремнезема и щелочей, а также другим составом аксессуарных примесей.

Морфология жильных тел и геологические особенности их залегания

По морфологии жильные тела разделяются на две группы: 1) собственно жилы и 2) дайки. Характерной особенностью жильных тел являются их структурные различия, формирующиеся в зависимости от близости холодных стенок выполняемых трещин. Так, очень часто центральные части жильных тел сложены порфиоровыми асхистовыми породами, а вблизи зальбандов наблюдаются микрозернистые разновидности. Иногда в пределах одного жильного тела удается наблюдать переходы от асхистовых пород к лампрофирам.

Особое положение среди жильных тел занимают пегматиты, которые образуют то правильные, то шширообразные ветвящиеся жилы, а также трубообразные тела. Гранитные пегматиты часто встречаются в тесной связи с аплитами. Иногда они

образуют отдельные линзы или широкообразные выделения в различных частях аплитовых жил. Интересно, что среди гранитных массивов пегматиты встречаются не только в виде даек или жил с резкими границами, но и в виде обособлений линзовидной и неправильной формы с нечеткими границами. Эти геологические факты позволили А. Н. Заварицкому [9] предложить гипотезу об образовании пегматитов за счет первичных интрузивных горных пород различного состава под воздействием остаточного газового раствора.

Жильные породы сопровождают интрузии различного состава, но наиболее широко они распространены в гранитоидных массивах. В. С. Коптев-Дворников [11] выделил в пределах гранитоидной формации три интрузивных комплекса: 1) гранодиоритовый, 2) биотитовых гранитов и 3) аляскитовых гранитов, или собственно аляскитовых. Все интрузивные комплексы сопровождаются своей свитой жильных горных пород, которую указанный исследователь выделяет в самостоятельную фазу, состоящую из двух этапов. К жилам первого этапа он относит аплиты, пегматиты и мелкозернистые граниты, к жилам второго этапа — все асхистовые жилы: гранит-порфиры, сиенит-порфиры, диорит-порфириты, кварцевые диорит-порфириты, габбро-диабазы и габбро-порфириты, а также все лампрофиры. В биотитовых гранитах встречаются жилы обоих этапов, в гранодиоритах иногда отсутствуют жилы первого этапа, а в аляскитах, как правило, не встречаются жилы второго этапа.

В. С. Коптевым-Дворниковым отмечены некоторые закономерности геологической позиции жильных горных пород обоих этапов. Так, жилы первого этапа приурочены к зоне эндоконтакта или к провесам кровли в пределах самих интрузивных массивов. Часто они выполняют трещины пологой отдельности, реже образуют крутопадающие дайки. Жилы второго этапа образуют роевые скопления, приуроченные к отдельным линейным зонам, отражающим, по-видимому, глубинные разломы. Они встречаются как среди самих гранитоидных массивов, так и далеко за их пределами, иногда на расстоянии 15—16 км.

Для жил второго этапа характерны наличие постепенных переходов от асхистовых жил диорит-порфиритов к габбро-диабазовым и лампрофировым жилам, а также присутствие ксенолитов вмещающих горных пород и глубинных ксенолитов кристаллического основания. Для отдельных гранитоидных массивов установлена различная последовательность внедрения жил второго этапа — от основных к кислым или наоборот.

Полезные ископаемые

По мнению В. С. Коптева-Дворникова [11], жильные горные породы первого и второго этапов гранитоидных интрузий имеют парагенетическую связь с процессами формирования полезных

ископаемых. Так, вслед за жилами первого этапа образуются высокотемпературные кварцевые жилы, которые сопровождаются грейзенизацией вмещающих гранитоидов. В это время возникают месторождения вольфрамита, молибденита и касситерита. Вслед за жилами второго этапа происходит внедрение кварцевых жил с золотом и сульфидным оруденением. В случае благоприятной геологической среды, а именно, наличия карбонатных горных пород вдоль контакта жил второго этапа возникает поздние скарны с присущим им оруденением (месторождения шеелита, магнетита и ряд других).

В последние годы М. Б. Бородаевская [3], Ф. К. Шипулин [42] и некоторые другие ученые отрицают связь жильных пород, а следовательно, и оруденения с гранитоидными интрузиями и предлагают выделять группу малых интрузий, имеющих тесную связь с гидротермальным оруденением. М. Б. Бородаевская [3] подразделяет малые интрузии на три подгруппы, отвечающие трем этапам формирования подвижных зон:

1) малые интрузии раннего этапа развития подвижных зон, представленные преимущественно горными породами основного состава и связанные с эффузивными проявлениями;

2) малые интрузии среднего этапа развития подвижных зон, связанные с крупными интрузиями гранитоидов и представлены преимущественно аплитами, пегматитами и гранит-порфирами;

3) малые интрузии заключительных этапов развития подвижных зон, представленные гранитоидами и позднее горными породами основного состава и горными породами с повышенной щелочностью вплоть до щелочных.

Во всех случаях рудные эманации образуются в глубинных очагах, которые являются также источниками малых интрузий, завершающих каждый магматический цикл.

Г. ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Вулканогенные обломочные породы — это породы с обломочной текстурой, образующиеся в результате взрывной вулканической деятельности как в наземных, так и в подводных условиях. В строении вулканогенных толщ эти горные породы играют большую роль, чем лавы, но масштаб их проявления часто преуменьшается, особенно в пределах древних толщ, где в связи с сильными изменениями пород трудность их правильной диагностики сильно возрастает.

Разновидности вулканогенных обломочных пород

Разнообразные условия формирования вулканогенных обломочных пород обуславливают возникновение различных их типов. Соответственно чрезвычайно сложна и классификация

этих пород, так как необходимо учитывать многие показатели, а именно: размер обломочного материала, петрографический состав обломков, состав цементирующей массы, примесь осадочного материала.

Любая классификация в первую очередь должна быть практически применимой при геологических исследованиях, поэтому она должна быть основана на петрографических признаках, которые хорошо определяются макроскопически и микроскопически [22]. В нашей стране широко применяется классификация, предложенная коллективом авторов: В. С. Коптевым-Дворниковым, Л. И. Блохиной, М. Г. Ломизе, А. М. Петровой, Э. И. Тихомировой, Т. И. Фроловой, Е. Б. Яковлевой для древних вулканогенных обломочных пород [27]. В основу ее положены следующие признаки: состав цементирующей массы и гранулометрический состав.

По составу и характеру цементирующей массы все вулканогенные обломочные породы подразделяются на три группы: 1) лавовые брекчии, 2) пирокластические породы и 3) осадочно-туфогенные породы. В первом случае цементом является лава, во втором — вулканическая пыль или песок, а в третьем случае в цементе кроме вулканогенного материала присутствует осадочный материал: кремнистый, глинистый и карбонатный.

Размер обломочного материала является важным классификационным признаком для всех вулканогенных обломочных пород, но надо помнить, что в них отсутствует сортировка материала и поэтому в одной породе имеется обломочный материал весьма различных размеров. При классификации вулканогенных пород по размерам обломочного материала следует основываться на преобладающем размере обломков.

Классификация лавовых брекчий по размеру обломочного материала не разработана, но по степени его однородности среди них выделяются две группы пород: а) лавовые брекчии однородного состава, в которых обломки и лавовый цемент имеют одинаковый состав, и б) лавовые брекчии неоднородного состава, в которых состав обломков разнородный [27]. Среди обломочного материала часто присутствуют обломки не только лав различного состава, но и чужеродных пород: вынесенные при вулканических извержениях из нижележащих толщ или образовавшиеся при взламывании вулканической постройки. В этом случае цементирующая лава по петрографическому составу также может резко отличаться от состава обломочного материала. Петрографический состав лавовых брекчий однородного состава должен быть отмечен в их названии, например, лавовые брекчии андезитовых порфиритов.

Классификация пирокластических пород по размерам обломочного материала приведена в табл. 48. Для грубообломочных (свыше 30 мм) пирокластических пород предлагается

Классификация пирокластических пород

Размер обломков, мм	Название рыхлых продуктов взрывной деятельности	Название пирокластической породы
0,01—0,1	Пепел	Пепловые туфы
0,1—5	Зерна (песок)	Зернистые туфы
5—30	Лапилли	Лапиллиевые туфы
30—200	Бомбы	Вулканические брекчии
Более 200	Глыбы	Глыбовые вулканические брекчии

термин «вулканические брекчии», а для более мелких обломочных — «туфы».

Пирокластические породы характеризуются остроугольной формой обломков, что свидетельствует об отсутствии дальнего водного переноса. Этот факт подтверждается также присутствием среди обломочных зерен некоторых туфов цветных сили-



Рис. 60. Витрокластическая структура в зернистом туфе липаритов. Ув. 70; при одном никеле.

катов: ромбических и моноклинных пироксенов, амфиболов и слюд, а также основных плагиоклазов. Все эти минералы обычно не выдерживают далекой транспортировки. Одновременно пирокластические образования ряда районов обладают хорошо выраженной слоистой текстурой, что свидетельствует об участии в их формировании речных, дождевых и других водных потоков.

В грубообломочных пирокластах вулканические бомбы и лапилли часто обладают весьма причудливыми формами — не-



Рис. 61. Кристаллокластическая структура в зернистом туфе андезитов. Ув. 46; при одном николе.

сколько вытянутыми с закрученными краями — в результате вращательных движений в пластичном состоянии. Часто на их поверхности наблюдаются следы закалки в виде измененной внешней корки.

Агрегатное состояние материала, которое может быть часто установлено лишь при микроскопических исследованиях, выражается характером структуры. Витрокластическая структура характеризуется преобладающим развитием обломков вулканического стекла изогнутой, серповидной и рогульчатой формы (рис. 60). Кристаллокластическая структура определяется преобладающим развитием в обломочном материале кристаллов и их обломков (рис. 61) и, наконец, литокластической струк-

туре свойственно наличие обломков горных пород (рис. 62).

Следует отметить, что в мелкообломочных туфах преобладает витрокластическая структура, в вулканических брекчиях и лапиллиевых туфах — литокластическая, а в зернистых туфах — кристаллокластическая, но часто встречаются сочетания перечисленных структур. Поэтому в ряде случаев, чтобы пра-

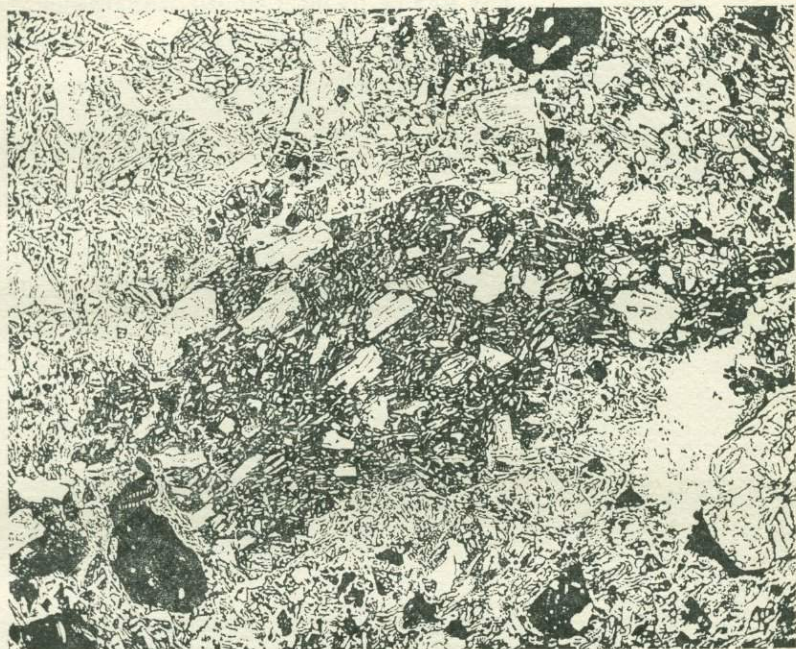


Рис. 62. Литокластическая структура в вулканической брекчии андезитов. Ув. 30; при одном никеле.

вильно охарактеризовать структуру той или иной пирокластической породы, приходится комбинировать два термина, например «зернистый туф витрокластической структуры». В этой формулировке, как и всегда в петрографии, на втором месте стоит термин, определяющий характер преобладающего, в данном случае обломочного, материала.

При классификации осадочно-туфогенных или туфогенно-осадочных пород за основу принято брать размеры обломочного материала, установленные при классификации осадочных пород, поэтому границы отдельных групп пород несколько смещаются. Наиболее тонкообломочные породы с размерностью частиц от 0,01 до 0,1 мм называют туф-

фитами, далее идут туфогенные песчаники (0,1—2 мм), туфогенные конгломераты (2—200 мм) и глыбовые туфогенные конгломераты (свыше 200 мм). В осадочно-туфогенных и туфогенно-осадочных породах осадочный материал составляет основную часть породы, в связи с чем для них характерны структуры и текстуры осадочных пород.

Геологические условия нахождения и формы залегания вулканогенных обломочных пород

Пирокластические, осадочно-туфогенные и туфогенно-осадочные породы часто встречаются совместно с осадочными и образуют толщи очень пестрого состава с быстрой фациальной изменчивостью. Характер вулканогенных обломочных пород зависит от типа вулканизма и от тех фациальных условий, в которых вулканизм развивается. Так, например, в геосинклинальных областях на начальных стадиях их развития при образовании спилит-кератофировой формации, образующейся в подводных условиях, широко представлены все типы вулканогенных обломочных пород.

Кроме того, тип вулканогенных обломочных пород зависит от характера изливающейся лавы. Так, основные лавы базальтового состава, как правило, не сопровождаются образованием пепловых и зернистых туфов, которые особенно типичны для кислых лав. Наибольшее количество разнообразных вулканогенных обломочных пород образуется при центральном типе извержений, характерном для базальт-андезит-липаритовой формации, появляющейся в стадию замыкания геосинклинальных зон.

На платформах в областях развития трапповой формации широко распространены грубообломочные пирокластические породы: лапиллиевые туфы и вулканические брекчии базальтового состава.

Полезные ископаемые

Вулканогенные обломочные породы в ряде случаев являются полезными ископаемыми и используются как строительный материал. Туфы липаритового и трахитового состава (трассы) применяются в силикатной промышленности как гидравлические добавки к цементу. В результате интенсивных вторичных процессов за счет пирокластических и туфо-осадочных пород возникают месторождения каолина, бентонитовых глин, алуниита, минеральных красок и др.

ГИПОТЕЗЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Наука о происхождении горных пород называется петрологией, в отличие от описательной петрографии, которая занимается изучением фактического материала.

Существенную часть в петрологии составляют гипотезы, которые могут значительно меняться в связи с развитием не только геологических, но и других родственных дисциплин, тогда как петрографические знания о горных породах лишь детализируются и уточняются.

За последние 15—20 лет в геологии развивается новое направление, главная задача которого — установление закономерностей развития магматизма в крупных структурных элементах земной коры. Для решения этой задачи необходимо выяснение приуроченности разных типов горных пород и их естественных ассоциаций к определенным геологическим условиям. В настоящее время уже много сделано для установления последовательности развития магматизма в процессе развития подвижных поясов и платформ и приуроченности отдельных магматических образований к определенным зонам, этапам или стадиям формирования этих структур, но еще многие вопросы требуют разрешения. Это обусловило сравнительно быстрое развитие в Советском Союзе работ по тектоно-магматическому анализу, который создает основу для региональных металлогенических исследований. Основная закономерность развития магматических процессов, а именно, повторяемость процессов определила потребность выделения групп родственных пород, занимающих определенное место в процессе формирования складчатой зоны. В связи с этими проблемами в геологии было введено понятие «формация».

Формация — это совокупность естественных сообществ магматических пород (интрузивных и эффузивных), характеризующихся близкими петрографическими и металлогеническими чертами, сходным положением в крупных структурах земной коры и возникающих на определенных стадиях развития последних [19].

Формация устанавливается эмпирически на основании «постоянной повторяемости в самые различные геологические периоды одних и тех же или близких ассоциаций горных пород, закономерно связанных с одними и теми же или близкими условиями нахождения» (Ю. А. Кузнецов), иначе говоря, «формация — это комплекс горных пород, парагенетически связанных между собой, возникающих в определенной структурно-фациальной зоне» (Н. С. Шатский).

Наиболее крупными магматическими формациями геосин-

клинальных зон являются: 1) спилит-кератофировая, гипербазитовая и габбро-пироксенит-дунитовая, отвечающие стадии заложения геосинклинальных прогибов, и 2) базальт-андезит-липаритовая и гранитоидная, характеризующие второй этап развития геосинклинальных зон — стадию их замыкания. Для платформенных участков земной коры наиболее типичные магматические формации — трапповая и ультраосновных и щелочных пород.

Изучение магматических формаций имеет огромное практическое значение для выяснения размещения месторождений полезных ископаемых. Накопившийся фактический материал по магматическим формациям прежде всего показал, что магматизм ультраосновного и основного состава и магматизм кислого состава во времени разобщены: они проявляются в земной коре в различных структурно-фациальных зонах на разных этапах их развития. По этой причине нам представляется целесообразным рассматривать гипотезы генезиса ультраосновных и основных пород, с одной стороны, и кислых, с другой, отдельно. Следует отметить, что по мере накопления наших знаний по магматическим формациям некоторые гипотезы опровергаются фактическим материалом и постепенно отмирают.

§ 14. ГИПОТЕЗЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ПОРОД УЛЬТРАОСНОВНОГО И ОСНОВНОГО СОСТАВА

Современные взгляды на генезис ультраосновных и основных пород в основном исходят из следующих трех точек зрения.

1. Первичной магмой является базальтовая, и все разнообразие пород возникает в результате ее дифференциации, кристаллизационной и магматической. Дифференциация магмы — это совокупность всех физических и химических процессов, в результате которых происходит расщепление материнской, первичной, магмы на вторичные.

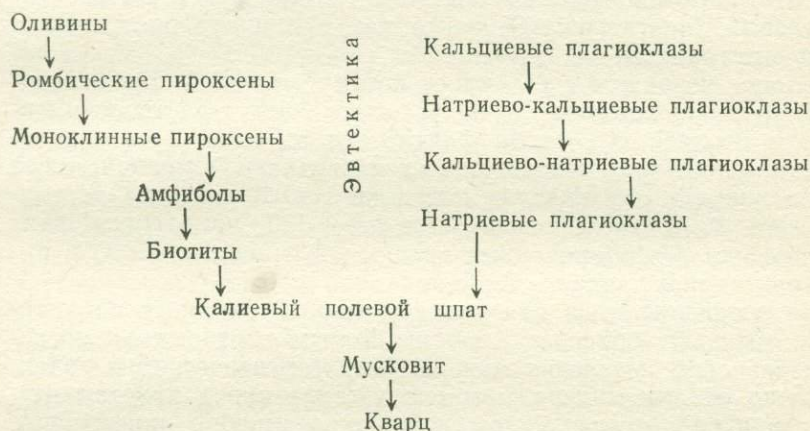
2. Кроме базальтовой существует самостоятельная перидотитовая магма, которая поступает из более глубоких частей земной коры; возникновение ее связано с заложением глубинных разломов в симатической оболочке.

3. Ультраосновные породы имеют неинтрузивное происхождение.

Кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы

Если рассматривать все предложенные гипотезы в историческом аспекте, то наиболее ранней теорией (1928 г.), хорошо обоснованной экспериментальными данными американского петрографа Н. А. Боуэна, является теория кристаллизационной дифференциации. Согласно этой теории, первичной магмой является магма базальтового состава, а все многообразие магматических пород, в том числе и гранитоидов, объясняется кри-

сталлизионной дифференциацией. Н. А. Боуэн рассмотрел ход кристаллизации в ряде силикатных систем и на основе экспериментальных данных показал, что между выпавшими кристаллами и жидкостью существуют реакционные соотношения. Он выделил два реакционных ряда: ряд непрерывной реакции, наблюдающийся в твердых растворах, какими являются плагиоклазы, и ряд прерывающейся реакционной серии, в котором существуют реакционные пары. Второй ряд управляет процессом кристаллизации цветных силикатов. Между этими рядами Н. А. Боуэн допускал наличие эвтектических соотношений.



Реакционные ряды Боуэна по горизонтали формируют все главные типы магматических пород. Существование реакционных серий позволило прийти к заключению о строго определенном порядке кристаллизации всех минералов магматических пород. В случае реакционной пары и непрерывного реакционного ряда всегда раньше выделяется более высокий член ряда. Минералы, находящиеся в различных горизонтальных рядах, не встречаются совместно. Минералы нижней части ряда не могут растворять минералы верхней его части.

Применив этот реакционный принцип к природным силикатным системам — магмам, Н. А. Боуэн указал три главных фактора, которые, по его мнению, способствуют фракционированию при кристаллизации: это сила тяжести (гравитационный эффект), деформация во время кристаллизации (фильтр-прессинг) и зональный эффект. Каждый фактор играет различную роль на разных этапах кристаллизации.

Следует отметить, что реакционные серии Боуэна не только обоснованы экспериментально, но и подтверждаются рядом геологических фактов, что послужило основанием для широкого признания этой теории в 1930—1940 гг. [9]. Однако уже в момент ее возникновения русские ученые Ф. Ю. Левинсон-

Лессинг и В. Н. Лодочников выступили против универсальности этого принципа в петрогенезисе. Один из главных аргументов против этой теории, по их мнению, тот факт, что естественные соотношения пород основного и кислого состава не отвечают реакционному принципу. В то время как в земной коре гранитоиды резко преобладают над габброидами, подсчеты, проведенные Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом и позднее Е. А. Кузнецовым, показали, что, если взять какой-то объем базальтовой магмы за 100 %, то при ее кристаллизации может получиться 30 % (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг) или 9—10 % (Е. А. Кузнецов) гранитной магмы. При этом гранит будет по составу натриевый (плагιοгранит), тогда как в природе преобладают калиевые граниты.

Второе возражение сводилось к тому, что Н. А. Боуэн, считая, что минералы нижней части ряда не могут растворять минералы верхней его части, фактически отрицает возможность ассимиляции пород основного состава гранитной магмой, тогда как в природе эти явления наблюдаются. В качестве доказательства Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом [20] приводился факт нахождения резорбированных включений основных пород в риолитовых лавах вулканов Аляски.

За последние годы накопился огромный фактический материал, который опровергает теорию Боуэна в отношении последовательности выделения минералов в магматических породах: согласно ей, все минералы магматических пород кристаллизуются в строго определенном порядке, а именно, акцессорные минералы, цветные силикаты, полевые шпаты и кварц.

Экспериментальные данные по изучению кристаллизационной силы роста кристаллов показали, что многие минералы, особенно кристаллизующиеся из магматического расплава, богатого минерализаторами, обладают большой кристаллизационной силой и приобретают идиоморфные грани, даже если они растут не в расплаве, а в массе ранее выделившихся кристаллов. Это позволило более правильно установить момент кристаллизации акцессорных минералов, которые в главной своей массе, как правило, выделяются в конце процесса кристаллизации магматического расплава. Так как в ряде случаев акцессорные минералы являются вместилищем различных редких компонентов, накопление которых создает месторождения полезных ископаемых, то их концентрация в конце магматического процесса позволяет наметить переходы к пневматолито-гидротермальным процессам, формирующим месторождения различных руд. Отсюда следует, что рассеянные концентрации тех или иных полезных компонентов в виде акцессорных минералов могут служить поисковыми критериями. И, наконец, экспериментальные данные по кристаллизации цветных силикатов (ромбические и моноклинные пироксены) в ряде случаев опровергли существование реакционных пар Боуэна.

В настоящее время теория кристаллизационной дифференциации применяется советскими учеными при объяснении генезиса пород габбро-перидотитовой формации: от ультраосновных до плагиогранитов.

Магматическая дифференциация

Магматическая дифференциация происходит в расплаве еще до того, как он начал кристаллизоваться. Возможными факторами магматической дифференциации являются следующие: ликвация, миграция вещества по принципу Соре или по принципу Гюи и Шаперона, а также газовый перенос.

Ликвация — это процесс расщепления одного расплава на два, не смешивающиеся при понижении температуры. Следовательно, главным фактором ликвации является температура. Ликвация давно была доказана для силикатных и сульфидных расплавов. Опыты Д. П. Григорьева в Ленинградском горном институте показали возможность ликвации силикатного расплава основного состава с образованием верхнего слоя, отвечающего по составу пантеллеритам (излившимся аналогам щелочных гранитов), и нижнего слоя, отвечающего миссуритам (лейцит-пироксеновым породам с оливином). Более тяжелая часть этого второго слоя отвечает по составу перидотитам. Правда, эти опыты были проведены с введением большего количества летучих компонентов: в первом случае фтора, во втором — бора.

Впервые ликвационный принцип для объяснения происхождения магматических пород применил Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, который создал синтектически-дистилляционно-ликвационную теорию. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [20] был сторонником наличия двух ювенильных магм: основной базальтовой и кислой гранитной, а все разновидности магматических пород объяснял ликвацией в силикатных расплавах. Толчком к ликвации он считал в природе два процесса: захват расплавом чужеродных пород, т. е. ассимиляцию, и удаление из расплава летучих компонентов (минерализаторов) — дистилляцию. В настоящее время ликвационный принцип магматической дифференциации считается наиболее вероятным.

Принцип Соре получил свое название по имени автора, отметившего, что вблизи стенок охлаждающегося сосуда накапливаются наиболее высокотемпературные компоненты раствора, которые будут кристаллизоваться в первую очередь. Это правило было установлено при изучении поведения растворов солей. Однако эффект от этого процесса должен быть очень малым, так как скорость миграции ионов в силикатном расплаве ничтожна. Некоторые исследователи считают, что в природных условиях этот принцип соблюдается при кристаллизации гранитоидных интрузий, в эндоконтактной фации которых бывает накопление цветных силикатов — роговой обманки или биотита.

Третий принцип магматической дифференциации — принцип Гюи и Шаперона, согласно которому в солевых растворах в придонной части сосуда концентрируются более тяжелые компоненты по удельному весу. Гравитационный принцип был перенесен и на магматические резервуары, но в общем не получил широкого признания.

И, наконец, четвертая возможная причина магматической дифференциации — газовый перенос. Предполагают, что минерализаторы, среди которых главную роль играет вода, накапливаются в верхней части магматического бассейна и увлекают с собой молекулы легколетучих щелочных металлов натрия и калия. Этот процесс подтвержден экспериментальными данными. Принцип газового переноса — эманационной дифференциации — применяется в петрологии для объяснения происхождения щелочных пород.

В заключение следует отметить, что современные исследователи, признающие существование ювенильной (первичной) базальтовой магмы, придают большое значение процессам ассимиляции базальтовой магмой пород сиалической оболочки, в результате чего появляются гибридные породы, обогащенные калишпатом и кварцем [19]. Особенно хорошо эти процессы доказаны для кислых пород трапповой формации.

В настоящее время развивается новое направление в петрологии, данные которого позволяют судить о строении верхней мантии Земли до глубины 400 км и глубине формирования магмы основного и ультраосновного состава [21]. Данные космохимии и аналогии с метеоритами указывают на ультраосновной состав мантии. На глубине 100—150 км находится астеносфера — пластичный слой мантии, который является источником продуктов вулканизма и вообще магматизма. Астеносфера, согласно современным представлениям, сложена гипотетическим веществом — пиролитом, которое состоит из смеси базальтового и ультраосновного материала при соотношении 1:3.

Анализ состава ксенолитов в различных базальтах позволяет изучить глубину их формирования [4]. Толелиты не содержат включений глубинных пород, а имеют в своем составе лишь ксенолиты коровых разновидностей, глубина формирования которых 40 км. Щелочные оливиновые базальты содержат включения шпинелевых лерцолитов, но в них отсутствуют гранатсодержащие разности. Так как, по экспериментальным данным, переход шпинелевых перидотитов в гранатовые происходит при давлении 25 кбар и температуре 1100 °С, то глубина формирования щелочных оливиновых базальтов оценивается в 70 км. И, наконец, ультращелочные базальты содержат включения шпинелевых и пироповых перидотитов, и глубина выплавления базальтов оценивается в 120 км. Кимберлиты выплавляются еще глубже, свыше 120 км, так как они выносят включения пород, относящихся к алмазонасной субфации.

Самостоятельная перидотитовая магма и протрузии

Возможность существования самостоятельной перидотитовой магмы допускается Ю. А. Кузнецовым [19]. Такие геологические факты, как проникновение гипербазитовых тел вдоль структурно ослабленных зон, холодные контакты, а также значительная серпентинизация гипербазитов на конечных стадиях формирования, свидетельствуют о том, что температура интрузий, даже очень больших, была невысока, не выше 500 °С. Экспериментальные исследования Н. А. Боуэна и О. Таттла показали, что система $MgO-SiO_2-H_2O$ при температуре 1000 °С состоит из кристаллов оливина и паров воды, заполняющих межзерновые промежутки. Такая смесь может охлаждаться без изменения до температуры 400 °С, а затем серпентин и брусит замещают оливин. Опыты Ф. Тернера и Дж. Ферхугена также подтвердили, что оливиновый и оливин-энстатитовый расплавы могут существовать лишь при температуре выше 1000 °С.

Еще в 1928 г. Н. А. Боуэн выдвинул предположение, что «перидотитовые магмы» во время интрузии состоят главным образом из оливиновых кристаллов, причем эта «каша» кристаллов содержит небольшое количество межзерновой жидкости или паров воды, которые сообщают ей необходимую степень подвижности. Ю. А. Кузнецов [19] предполагает, что медленно продвигающиеся перидотитовые массы поглощают воду из прорванных мокрых осадков и вследствие этого серпентинизируются. Следовательно, при серпентинизации возможно увеличение объема за счет поступления водных растворов из окружающей среды, и этот процесс может быть движущей силой. Последнее предположение подтверждается наличием холодных серпентинитовых интрузий, движение которых можно сопоставить с движением соляных масс при диапиризме. Не все исследователи разделяют точку зрения Ю. А. Кузнецова, но многие считают реальным зарождение перидотитовой магмы в симатической оболочке земного шара и поступление ее по глубинным разломам на ранних стадиях развития геосинклинальных зон.

В настоящее время некоторые исследователи считают, что альпинотипные гипербазиты офиолитовых поясов имеют неинтрузивное происхождение. Это так называемые протрузии, т. е. блоки мантийного вещества, тектонически перемещенные в верхние горизонты земной коры.

§ 15. ГИПОТЕЗЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ПОРОД КИСЛОГО СОСТАВА

Все многочисленные гипотезы генезиса гранитоидов могут быть объединены в три группы, отражающие следующие исходные точки зрения.

1. Происхождение гранитов магматическое; они образовались: а) из ювенильной гранитной магмы (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Н. А. Елисеев, Б. М. Куплетский, П. Ниггли), б) из гранитной магмы, возникшей в результате дифференциации базальтовой магмы (Н. А. Боуэн).

2. Существует палингенная гранитная магма (П. Н. Кропоткин, Ю. А. Кузнецов, В. С. Коптев-Дворников, Т. Барт и др.).

3. Граниты образовались метасоматическим путем — учение трансформизма (Н. Г. Судовиков, Г. Рид, Г. Баклунд, К. Вегман, Д. Рейнольдс, Е. Рубо, Р. Перрен, Г. Рамберг).

Магматическое происхождение гранитов

Основоположником данной гипотезы о ювенильной гранитной магме является Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, который признавал наличие первичной гранитной магмы и рассматривал все многообразие гранитоидов как результат ликвационного процесса. Большую роль он отводил при этом явлениям ассимиляции.

Некоторые положения, высказанные Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом, до сих пор имеют актуальное значение [1]. В частности, на поставленный им вопрос, как можно объяснить образование метаморфических пород за счет осадочных пород, если отрицать ювенильную гранитную магму, мы до сих пор не можем дать удовлетворительного ответа. Ведь большинство осадочных пород произошло за счет разрушения магматических пород кислого состава и, следовательно, граниты должны были существовать ранее, чем образовались первые осадки земной коры. Но все же некоторые новые данные: появление гранитоидной магмы на конечных стадиях развития геосинклинальных зон, когда мощность сиалической оболочки земной коры достигает максимальной величины, и отсутствие батолитических гранитоидных интрузий среди докембрийских образований — скорее свидетельствуют о том, что ювенильная гранитная магма не существует.

О гипотезе формирования гранитной магмы в результате дифференциации базальтовой магмы сказано выше, в предыдущем разделе.

Палингенная гранитная магма

Большинство исследователей на современном этапе развития науки считают, что гранитная магма имеет вторичное происхождение.

Из них одна группа ученых (Ю. А. Кузнецов, В. К. Монич, Э. П. Изох и др.) полагает, что исходной магмой является базальтовая; все разнообразие пород эти исследователи объясняют ассимиляцией пород осадочно-метаморфической оболочки земной коры. При этом некоторые из них [19] допускают, что

сами очаги магмообразования могут проникать вверх в корневые части складчатых структур, т. е. происходит как бы вертикальная миграция магматических очагов.

Другая группа ученых признает наличие палингенной гранитной магмы, но источниками переплавления сиалической оболочки считает различные процессы, происходящие в земной коре: складкообразовательные движения, радиоактивный распад, поднятие магматических масс основного состава, которые являются как источником тепла, так и источником магматических растворов.

По мнению Д. С. Коржинского [12], образование гранитной магмы происходит под воздействием сквозьмагматических растворов, которые поднимаются из глубин под влиянием гравитационной дифференциации земного вещества. Гранитизация приближает состав пород к гранитной эвтектике и является предшествующим процессом. Постепенно гранитизация перерастает в плавление — магмообразование.

Возможность возникновения палингенной гранитной магмы при частичном выборочном плавлении осадочно-метаморфической оболочки земной коры получила за последние годы экспериментальные доказательства благодаря опытам американских ученых Н. А. Боуэна и О. Таттла [48]. Они изучали систему кварц — ортоклаз — альбит — вода при различных температурах и давлениях. В этой системе ими было показано наличие котектических соотношений между тремя компонентами при давлениях 0,5; 1; 2; 3; 4 кбар. При этом точка двойной эвтектики щелочных полевых шпатов при давлении 1000 бар отвечает температуре 660 °С, а тройной эвтектики — температуре 640 °С. Эвтектические соотношения всех трех компонентов, составляющих каждый около трети объема системы, отвечают количественно-минеральному составу гранитов, что было показано нанесением на диаграмму 362 образцов кислых лав. Лавы были выбраны для нанесения, потому что они, бесспорно, кристаллизуются из кислой магмы, тогда как граниты могут образовываться и метасоматическим путем.

В свете вышеизложенных данных температура кристаллизации эвтектоидных расплавов гранитного состава определяется в 640—650 °С. Такие же температуры получаются и по данным геологической термометрии для естественных гранитов. Так, α -кварц переходит в β -кварц при температуре 572—573 °С. Температура кристаллизации титаномагнетитов в гранитах, установленная по содержанию TiO_2 , колеблется в пределах 500—700 °С. Мусковит устойчив до температуры 700 °С при давлении 200 МПа (2000 ат).

Некоторые исследователи подчеркивают важнейшее значение воды для выплавления гранитной эвтектики (Р. Меннерт, 1963 г.). Опыты Р. Горансона (1931—1938 гг.) показали, что растворимость воды в гранитных расплавах ограничена преде-

лом 9 вес. % H_2O , но последние экспериментальные данные опровергают эти цифры. Некоторые исследователи считают, что наблюдается непрерывное увеличение растворимости воды в щелочно-алюмосиликатных расплавах с ростом давления в широком интервале давлений 100—1200 МПа (при постоянной температуре). В насыщенных щелочно-алюмосиликатных расплавах при температуре 1280 °С и давлениях 200—400 МПа растворенная вода содержится как в молекулярном виде (70 % общего объема), так и в диссоциированном в качестве групп ОН. При приложении этих экспериментальных данных к решению отдельных задач петрологии было показано, что магма и на значительных глубинах может быть существенно водным расплавом.

Метасоматические теории образования гранитов

Учение трансформизма, т. е. теории образования гранитов метасоматическим путем, широко развитое за рубежом, принималось у нас сравнительно небольшим числом ученых [32]. Под гранитизацией понимается процесс, в результате которого твердые породы превращаются в породы гранитного состава без прохождения через магматическую стадию [1]. Таким образом, исследователи, поддерживающие учение трансформизма, считают, что гранит может образоваться из различных исходных пород за счет метасоматических процессов. При процессе гранитизации наблюдается привнос окислов K_2O , Na_2O и SiO_2 и вынос CaO , MgO и FeO . Различают два способа гранитизации: 1) путем диффузии вещества через жидкие межгранулярные пленки Вегмана (Г. Рид, Г. Баклунд, Д. Рейнольдс, Н. Г. Судовиков) и 2) путем диффузии в твердой среде (Е. Рубо, Р. Перрен, Г. Рамберг).

Наиболее вероятно миграция вещества в жидкой межгранулярной среде [32], где отсутствует однородная ионная связь. При процессе гранитизации в определенной последовательности происходит изменение состава исходных пород. На начальных стадиях первичные цветные силикаты исходных горных пород разрушаются и замещаются плагиоклазами. В зависимости от температурности процесса и исходного состава пород вначале появляются основные или средние плагиоклазы, затем они замещаются кислыми плагиоклазами. На второй стадии идет замещение плагиоклазов калишпатом с образованием своеобразных коррозионных структур. На конечных стадиях процесса гранитизации породы обогащаются кварцем.

Таким образом, в зону гранитизации привносятся щелочи и кремнезем, а выносятся магний и железо. Следовательно, в земной коре должны существовать зоны, которые будут характеризоваться привнесом магния и железа. Отсюда возникает понятие о комплементарности процессов, т. е. о взаимно допол-

няющем процессе Д. Рейнольдс [1] предложила гипотезу о фронте базификации, который опережает фронт гранитизации. Как доказательство наличия фронта базификации она рассматривала фации эндоконтакта гранитоидных интрузий, где наблюдается железо-магнезиальный метасоматоз. Но эти процессы несравнимы по своим масштабам. В то время как процесс базификации имеет локальное развитие, гранитизация часто носит региональный характер и охватывает огромные площади докембрия. Наиболее полно это описано для ряда регионов нашей страны: Карелии, Алдана [32], Енисейского кряжа [18], Центрального Казахстана [35], Алтая, Украины и т. д. Следует отметить, что вопрос, куда выносятся и где накапливаются компоненты, удаленные из зоны гранитизации, до сих пор никем из ученых успешно не разрешен.

Большинство исследователей на современном этапе развития наших знаний о гранитоидах признают возможность образования пород гранитного состава двумя путями: путем кристаллизации из гранитной магмы и метасоматическим путем. Иными словами, гранит является по своему генезису гетерогенным образованием, о чем говорил еще Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [20].

В настоящее время одна группа исследователей полагает, что гранитизация связана с гранитной магмой, другие же ученые (Д. С. Коржинский, Ю. А. Кузнецов), как уже говорилось выше, считают, что гранитизация происходит под влиянием сквозьмагматических растворов и постепенно перерастает в магнообразование. При этом не обязательно должны возникать породы только гранитного состава. Состав образующихся пород зависит от двух причин: от режима кислотности — щелочности циркулирующих растворов и от состава пород, на которые они воздействуют [13, 14]. Конкретные примеры образования различных типов пород описаны Д. С. Коржинским, В. А. Жариковым и другими исследователями.

В свете вышеизложенных гипотез об образовании гранитоидов ряд исследователей (М. Б. Бородаевская, Ю. А. Кузнецов, Ф. К. Шипулин) отрицают связь оруденения большинства черных и цветных металлов с батолитическими телами гранитоидов и предлагают выделять группу малых интрузий, имеющую тесную парагенетическую связь с гидротермальным оруденением. В этом аспекте остро встает вопрос о дайках второго этапа, выделяемых В. С. Коптевым-Дворниковым среди жильной фазы различных гранитоидных комплексов.

Изучение цветных силикатов лампрофиров, проведенное В. С. Соболевым, показало, что они по своей железистости полностью аналогичны цветным минералам пород основного состава. Однако соотношение щелочей в них такое же, как и во

вмещающих эти дайки гранитоидах. В связи с этим В. С. Соболев выдвинул гипотезу об образовании лампрофиров из небольших порций основной магмы, которая проникает в трещины еще не застывших гранитных плутонов и подвергается ошелачиванию под влиянием постмагматических растворов гранитоидов. Эту же точку зрения на генезис лампрофиров разделяет Д. С. Коржинский. Если, действительно, источником тепла и растворов для образования палингенной гранитной магмы является основная магма, то появление отдельных порций этой магмы в виде даек на завершающих этапах формирования гранитоидных плутонов вполне закономерно.

Следует отметить, что, несмотря на различие взглядов на генезис жильных пород второго этапа, на необходимость выделения самостоятельных этапов внедрения малых или дополнительных интрузий, все исследователи единодушны во мнении, что рудные эманации являются производными глубинных частей магматических очагов.

Часть II

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Глава V

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕТАМОРФИЗМЕ

Метаморфические породы образуются при повышении температуры и давления за счет первичных магматических и осадочных пород. Процесс перекристаллизации исходных пород происходит в твердом состоянии, но при участии растворов. Таким образом, метаморфические породы имеют вторичный генезис, и характерной их особенностью является полнокристаллическое строение.

§ 16. ГЛАВНЫЕ ФАКТОРЫ МЕТАМОРФИЗМА

Главными факторами, определяющими развитие метаморфизма, являются температура (t), давление (p) и концентрация циркулирующих растворов (c). Рассмотрим каждый из факторов в отдельности.

Одним из источников тепла в земной коре, бесспорно, являются магматические массы, формирующиеся на различной глубине. Одновременно магматические массы несут с собой растворы и летучие компоненты, необходимые для метаморфических процессов. Поэтому источники тепла, связанные с магматизмом, могут быть трех видов: 1) магматические массы на глубине; 2) магматические массы на поверхности земли, вызывающие локальный метаморфизм в виде обжига рядом лежащих пород; 3) постмагматические растворы в жидкой и флюидной фазе.

Вторым крупным источником тепла в земной коре является теплота недр, которая с глубиной увеличивается в среднем на 3°C на каждые 100 м погружения. Эта величина называется геотермическим градиентом. Различные участки земной коры обладают различным геотермическим градиентом: наиболее высок он в сейсмически подвижных областях, например, таких, как Камчатка. Известно также, что в отдельных глубоких рудниках температура достигает $40\text{--}50^{\circ}\text{C}$.

В земной коре наблюдаются два вида давления: а) гидростатическое, или, как его теперь часто называют, литостатическое и б) боковое (или стресс). Литостатическое давление — это давление нагрузки вышележащих толщ горных пород, оно увеличивается с глубиной и связано с ней прямой

пропорциональной зависимостью. Боковое давление (стресс) связано со складкообразовательными движениями и поэтому присуще лишь верхним зонам земной коры.

Концентрация отражает состав циркулирующих растворов. Различают два вида метаморфических процессов: а) метаморфизм без привноса (изохимический*) и б) метаморфизм с привносом. Например, если метаморфизм идет без привноса, то известняк без изменения объема превращается в мрамор, если же метаморфизм известняка протекает с привносом и с полным выносом первичного вещества, то горизонт известняка превращается в горизонт кварцита. В настоящее время такие процессы относят к метасоматозу.

Метасоматоз — это процесс преобразования горных пород, происходящий путем замещения одних минералов другими, который сопровождается изменением химического состава пород и совершается с сохранением твердого состояния горных пород в целом. Метасоматические процессы обязательно протекают при участии гидротермальных жидких или надкритических растворов, которые привносят одни компоненты и уносят другие.

Большая часть метаморфических процессов в земной коре имеет прогрессивный характер, т. е. происходит при повышении температуры и давления. Некоторые метаморфические процессы носят регрессивный характер, т. е. высокометаморфизованные горные породы испытывают второй этап метаморфизма, проходящий при более низких температуре и давлении. Например, силлиманитовые гнейсы высокой степени метаморфизма при наложении низкотемпературного процесса могут испытать регрессивное преобразование в слюдяные сланцы. Регрессивные процессы метаморфизма известны под названием диафторез.

§ 17. ТИПЫ МЕТАМОРФИЗМА

Все метаморфические процессы делятся на две группы — автометаморфизм и аллометаморфизм. Автометаморфизм — это метаморфические процессы, которые происходят под влиянием собственных пневматолито-гидротермальных растворов. К автометаморфизму относятся все вторичные, или автогидротермальные, процессы. Главные из них — серицитизация кислых плагиоклазов и сосюритизация основных плагиоклазов, каолинизация калиевых полевых шпатов, актинолитизация, уралитизация и хлоритизация моноклинных пироксенов и роговой обманки, а также хлоритизация биотита, серпентинизация оливина и ромбического пироксена и образование талька по этим же минералам. К автометаморфизму, по-видимому, следует также относить процесс преобразования кайнотипных излившихся горных пород в палеотипные.

* Изохимическим метаморфизмом условно называют метаморфизм с изменением содержания летучих компонентов (H_2O , CO_2 , O_2 и др.).

Аллометаморфизм — это такие метаморфические процессы, которые происходят в горных породах под влиянием внешних факторов. Большинство метаморфических процессов, происходящих в земной коре, относятся к аллометаморфизму. На основании ведущей роли того или иного фактора процессы аллометаморфизма подразделяются на следующие пять типов.

1. Региональный метаморфизм охватывает огромные объемы земной коры; его главными факторами являются: температура (t), давление (p) и концентрация циркулирующих растворов (c). Этот тип метаморфизма широко распространен среди наиболее древних образований земной коры — докембрия.

2. Инъекционный метаморфизм раньше рассматривался как результат инъекции гранитной магмы в метаморфические горные породы. В настоящее время к этому типу метаморфизма относят сложные преобразования горных пород, которые происходят под влиянием щелочного метасоматоза. Это процессы мигматизации и гранитизации, которые объединяются под общим названием — ультраметаморфизм.

3. Контактный метаморфизм связан с внедрением интрузивных магматических масс, и главным фактором его является температура. Этот тип метаморфизма наиболее хорошо изучен для гранитоидных интрузий, контактовые ореолы которых достигают наибольшей мощности и характеризуются интенсивными преобразованиями вмещающих пород.

4. Дислокационный метаморфизм имеет в земной коре локальное распространение, он приурочен к крупным разрывным нарушениям. Главным фактором этого метаморфизма является боковое давление — стресс.

5. Постмагматический метаморфизм происходит под влиянием гидротермальных жидких и надкритических растворов. По сути дела сюда относятся все метасоматические процессы постмагматической стадии, имеющие огромное значение для формирования различных типов полезных ископаемых.

В настоящем учебнике наиболее полно рассмотрены главные типы метаморфических процессов, либо имеющие широкое распространение в земной коре, как, например, региональный метаморфизм, либо играющие важную роль при выяснении характера окolorудных изменений, к числу которых относятся процессы постмагматического метасоматизма.

§ 18. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

В составе метаморфических пород присутствуют многие минералы магматических, а также осадочных пород. Одновременно с этим в них большую роль играют минералы, которые присущи только этим породам.

Типичными минералами метаморфических пород являются силикаты алюминия — андалузит, дистен (кианит) и силлиманит. Все эти минералы обладают одинаковым химическим составом Al_2SiO_5 , но имеют различную упаковку ионов в кристаллической решетке. Появление одного из них в метаморфических горных породах указывает на термодинамические условия метаморфизма. Характерны для метаморфических пород также богатые железом водные силикаты — хлоритоид и ставролит, алюмосиликат магнезия и железа — кордиерит, минералы из группы граната, водные известково-глиноземистые силикаты группы эпидота — цоизит, клиноцоизит и эпидот, ромбические амфиболы, слюдоподобные минералы — тальк, пиррофиллит, хлориты, а также такие минералы, как волластонит, везувиан и др.

Из главных породообразующих минералов магматических пород наиболее широко в метаморфических породах распространены следующие: из группы оливина — форстерит, из группы ромбических пироксенов — гиперстен, из группы моноклинных пироксенов — диопсид, из группы моноклинных амфиболов — роговая обманка, из группы слюд — биотит, мусковит и флогопит, из группы калиевых полевых шпатов — микроклин, из группы плагиоклазов — альбит, хотя и все другие плагиоклазы постоянно встречаются в метаморфических породах. Одним из главных минералов метаморфических пород является кварц.

Следует отметить, что некоторые главные породообразующие минералы магматических пород нехарактерны для метаморфических пород: это фельдшпаты (нефелин и лейцит), санидин, базальтическая роговая обманка, щелочные пироксены и амфиболы. Из минералов, характерных для осадочных пород, в метаморфических породах наблюдаются каолинит, диксит, монтмориллонит, карбонаты и некоторые другие.

При описании метаморфических пород все минералы, слагающие их, подразделяются по количественному принципу на главные и второстепенные. Как и в магматических породах, к группе главных относятся те, количество которых превышает 5 %, все остальные минералы образуют группу второстепенных. Кроме того, минералы метаморфических пород подразделяются по генезису на реликтовые, равновесные и минералы позднего диафтореза.

Реликтовые минералы — это такие, которые либо уцелели при метаморфизме от первичного состава исходных пород, либо сохранились в метаморфической породе при изменении термодинамических условий метаморфизма. В последнем случае они чаще являются более высокотемпературными. Устойчивыми реликтовыми минералами в метаморфических породах обычно являются акцессорные: апатит, циркон, рутил, титанит, турмалин, рудные минералы и некоторые другие.

Равновесные минералы — это минералы, отвечающие определенным условиям метаморфизма, при котором сформировалась данная метаморфическая порода.

Минералы позднего диафореза — это такие, которые замещают равновесные минералы метаморфических пород, но образуются значительно позже, после завершения метаморфического процесса. Таковы, например, серицит, замещающий плагиоклаз, или хлорит, образующийся по биотиту.

§ 19. ТЕКСТУРА И СТРУКТУРА

Текстура и структура метаморфических пород отражают условия их перекристаллизации. Поскольку метаморфизм часто происходит в условиях бокового давления — стресса, то наи-



Рис. 63. Сланцеватая текстура в слюдяном сланце. Улутан, Центральный Казахстан. Ув. 20; николи +.

более распространенными текстурами метаморфических пород являются директивные, т. е. ориентированные. Среди последних преобладает сланцеватая текстура, когда выделения всех минералов вытянуты в одном направлении (рис. 63). Очень часто метаморфические породы сланцеватой текстуры одновременно обладают также полосчатой или линзовидно-полосчатой текстурой. Полосчатость возникает благодаря

метаморфической дифференциации вещества. Так, при метаморфизме глины зерна кварца и листочки слюд сегрегируются в виде отдельных полос или линз. При микроскладчатости в метаморфических породах образуются мелкие плейки и возникает плейчатая текстура (рис. 64). Очень распространена в метаморфических породах гнейсовидная текстура, которая характеризуется линейной ориентировкой всех выделений минералов при общем массивном сложении.

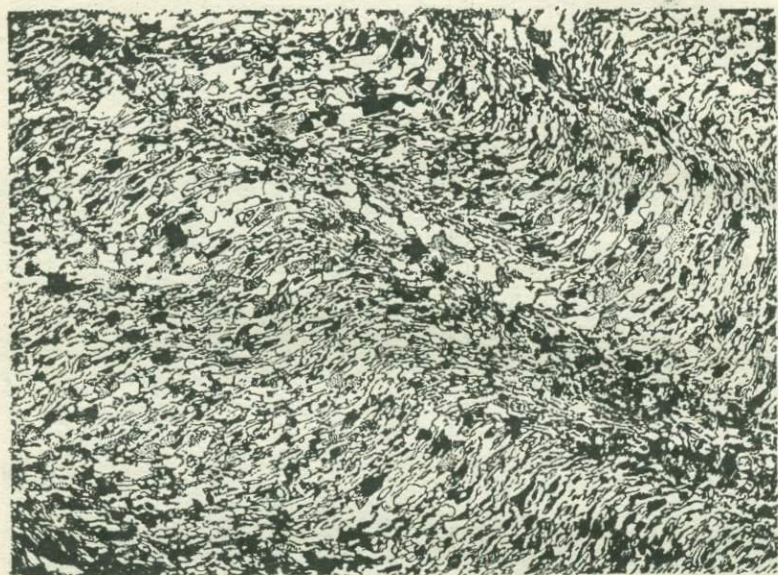


Рис. 64. Плейчатая текстура в серицит-хлорит-кварцевом сланце. Улугау, Центральный Казахстан. Ув. 40; николи +

При наличии в метаморфических породах крупных выделений отдельных минералов или групповых скоплениях минералов возникает очковая текстура (рис. 65). Она наиболее типична для пород, возникших в результате процессов щелочного метасоматоза, но встречается и в породах регионального метаморфизма. И, наконец, отдельные типы метаморфических пород обладают равномерным распределением всех составляющих их компонентов, т. е. имеют массивную текстуру. Для пород, возникающих при контактовом метаморфизме, наиболее типичны узловатая и пятнистая текстуры. В первом случае возникают узловатые скопления ряда минералов, во втором — пятнистость обусловлена наличием крупных порфиробластов отдельных минералов.

Большинство структур метаморфических пород являются бластовыми, иными словами, ростковыми: все минералы растут одновременно в твердом состоянии при наличии растворов. Кроме того, структуры делятся по абсолютным и относительным размерам минералов. В первом случае принята размерность, установленная для магматических пород. Мелкозернистые горные породы имеют величину зерен до 1 мм,



Рис. 65. Очковая текстура в слюдяном сланце. Кокчетавский массив, Центральный Казахстан. Ув. 20; николи +.

среднезернистые — 1—5 мм и крупнозернистые свыше 5 мм. По относительным размерам минералов различают гомеобластовую структуру — размер всех выделений одинаков; гетеробластовую структуру — размер слагающих породу минералов различен. Если в метаморфических породах наблюдаются очень крупные выделения одного или нескольких минералов, то такая структура называется порфиробластовой, а крупные выделения — порфиробластами.

По форме слагающих минералов в метаморфических породах выделяют следующие структуры. Гранобластовая структура — минералы образуют зерна относительно одинакового размера и обладают округлыми или изрезанными конту-

рами. Лепидобластовая структура характеризуется преобладанием листоватых минералов. Очень часто эти две структуры встречаются совместно и тогда общая структура породы характеризуется как гранолепидобластовая или лепидогранобластовая в зависимости от того, какая форма преобладает (на втором месте стоит всегда преобладающий компонент, как это обычно принято в петрографии). Если

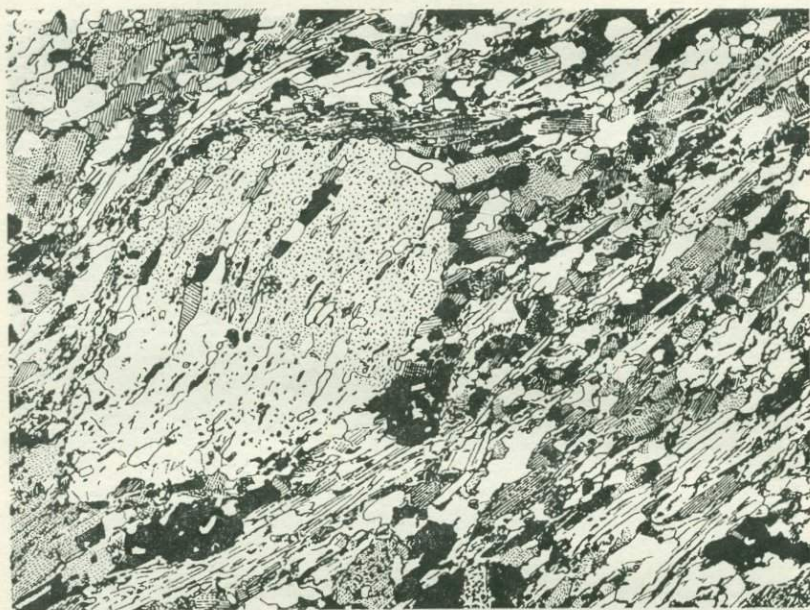


Рис. 66. Пойкилобластовая структура в порфиробласте плагиоклаза и гранолепидобластовая структура основной ткани полевошпатослюдяного сланца. Улутау, Центральный Казахстан. Ув. 20; николи +.

в метаморфической породе присутствуют минералы призматической или игольчатой формы, то такая структура называется нематобластовой. Для метаморфических пород также типична структура прорастания: мелкие зерна одного минерала включены в крупный порфиробласт другого минерала; такая структура носит название пойкилобластовой.

Очень часто в одной метаморфической породе необходимо выделять несколько структур. Так, например, в гранат-слюдяном сланце с общей порфиробластовой структурой, обусловленной наличием крупных порфиробластов граната, следует различать структуру порфиробластов и основной ткани сланца. Порфиробласты обладают часто пойкилобластовой структурой, так

как они содержат включения зерен кварца и листочков слюды (рис. 66). Основная ткань сланца имеет обычно лепидогранобластную структуру.

Для метаморфических пород, образующихся при контактовом метаморфизме, типична роговиковая структура. Последняя может быть охарактеризована как микрогранолепидобластовая; наиболее важным ее отличием является изометричный облик зерен и наличие взаимных включений одного минерала в другом. Так, для биотитовых роговиков, состоящих из кварца и биотита, характерны округлые включения кварца в табличках биотита и, наоборот, округлые включения биотита в зернах кварца. При наличии в роговиках порфиробластов последние обладают ситовидной структурой, так как они содержат большое количество мелких округлых зерен других минералов.

И, наконец, в метаморфических породах выделяют по времени образования относительно друг друга реликтовые или, как их называют, палимпсестовые структуры. В этом случае к реликтовой структуре исходной породы прибавляется приставка «бласто». Так, если в метаморфической породе сохранилась реликтовая порфировая структура исходной лавы, то структура будет бластопорфировая. Если в метаморфической породе сохранилась реликтовая диабазовая структура, то структура будет называться бластодиабазовой. При наличии реликтовой обломочной структуры песчаников структура метаморфической породы называется бластопсаммитовой.

§ 20. ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ

Как уже было отмечено выше, все минералы метаморфических пород растут одновременно в твердой среде при наличии растворов. Большую роль при процессе перекристаллизации пород играет сила кристаллизации, которая различна не только для каждого минерала, но, как показали экспериментальные исследования, и для отдельных кристаллографических направлений в кристалле. Австрийский ученый Ф. Бекке установил так называемый кристаллобластический ряд: он распределил все минералы регионально-метаморфизованных пород по убывающей силе кристаллизации — энергии роста. В несколько сокращенном виде ряд Бекке выглядит следующим образом: аксессуарные минералы → гранат → ставролит → кианит → пироксены → роговая обманка → слюды → кварц → плагиоклазы и калиевые полевые шпаты. Как показали новейшие исследования, имеется большое количество исключений из кристаллобластического ряда. Во-первых, пироксены и амфиболы имеют значительно большую силу кристаллизации вдоль оси *C*, и поэтому у них всегда хорошо выражены

границы призмы. Аналогичным свойством обладают и кристаллы слюды, хлоритонда, андалузита и ставролита, которые тоже имеют резко выраженные кристаллические грани, параллельные направлению удлинения или плоскости сплющивания.

Характерным примером минерала, обладающего различной силой кристаллизации по различным кристаллографическим направлениям, является хиастолит. Крест, сложенный углистым веществом в хиастолите, образуется благодаря тому, что грани ромбической призмы обладают большей энергией роста и поэтому все углистые включения вытягиваются вдоль ослабленных зон, образуя скопления в центре кристалла и в углах. Скопления углистого вещества в центре фиксируют начальную стадию роста кристалла хиастолита, пока он еще не обладал достаточной силой кристаллизации для сбрасывания не нужных для его образования углистых включений.

Следует подчеркнуть, что наблюдения за расположением и величиной включений в порфиробластах минералов позволяют восстановить историю формирования и условия перекристаллизации метаморфических пород. Как правило, порфиробласты минералов, обладающих большей силой кристаллизации, содержат включения основной ткани сланца, а так как все минералы в метаморфических породах растут одновременно, то в центре крупных порфиробластов наблюдается большое количество мелких включений основной ткани. По мере роста порфиробласта количество включений уменьшается, поскольку сила его роста увеличивается и он «сбрасывает» ненужный для его образования материал. Одновременно растет размер зерен основной ткани и поэтому величина включений к периферии порфиробластов несколько увеличивается. И, наконец, в краевых частях порфиробластов включения основной ткани вообще отсутствуют, что говорит о большой силе роста порфиробластов на конечных этапах перекристаллизации.

Установлено, что при росте в условиях бокового давления (стресса) порфиробласты испытывают вращательные движения, которые часто фиксируются S-образной формой распределения в них включений основной ткани сланца. Такая структура роста порфиробластов получила название структуры «снежного кома» (рис. 67). Иногда порфиробласты, испытывая резкие вращательные движения, одновременно изгибаются и образуют кристаллы коленчатой формы, развивающиеся в плейках сланцев.

Интересны взаимоотношения порфиробластов с основной тканью сланцев. В процессе роста порфиробласты как бы расталкивают основную ткань сланца, которая обтекает их; в результате образуется определенное сгущение полосок листоватых минералов. Одновременно вблизи порфиробластов, как бы под их защитой, создаются наиболее благоприятные условия для перекристаллизации основной ткани сланца и возникают

так называемые дворики растяжения, состоящие из более крупных выделений тех же минералов. «Дворики растяжения» часто возникают между двумя порфириобластами в участках, где они наиболее сближены (рис. 68).

Наиболее часто перекристаллизация горных пород происходит в условиях стресса. Влияние стресса на рост минералов в метаморфических горных породах было исследовано А. Харкером (1937 г.), который подразделил все минералы на две

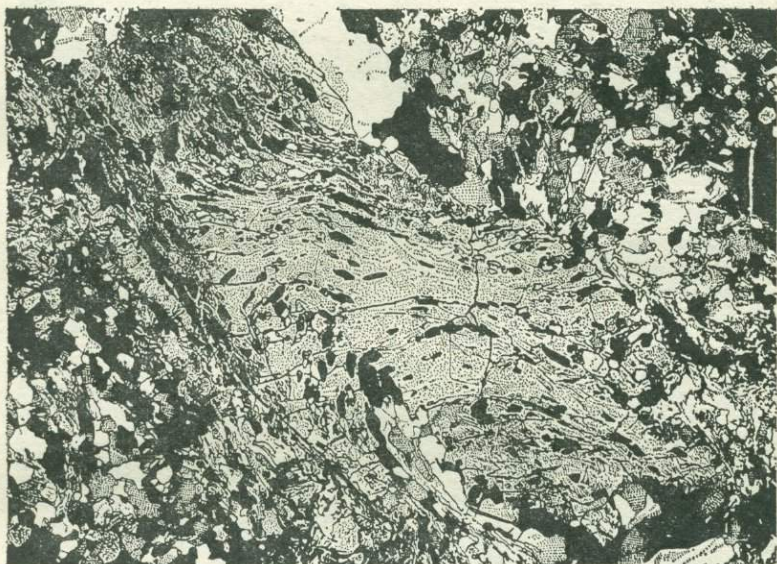


Рис. 67. Структура «снежного кома» в порфириобласте ставролита в слюдяном сланце. Ув. 30; николи +

группы: стресс-минералы и антистресс-минералы. Стресс-минералами он предложил называть такие минералы, область устойчивости которых на диаграмме «давление—температура» увеличивается в условиях стресса. К антистресс-минералам он отнес минералы, поля устойчивости которых в аналогичных условиях уменьшаются. Экспериментальные данные показали, что антистресс-минералы имеют механически неустойчивую решетку, не способную противостоять сильному стрессу. Что же касается стресс-минералов, то они обладают вследствие надлежащей структуры решетки и высокой плотности упаковки ионов устойчивостью под действием стресса, но нет доказательств того, что стресс был необходимым условием для их кристаллизации. Наиболее устойчивыми минералами при стрессе являются хлоритонд и кианит, а также слюды, хлориты, тальк.

Сланцеватость нельзя всегда рассматривать как перекристаллизацию в условиях бокового сжатия. Стресс может предшествовать перекристаллизации и подготовить ткань пород к ориентированной перекристаллизации. В этом случае сланцеватость будет отраженной, что подтверждается неориентированным распределением порфиробластов минералов, обладающих большой способностью к кристаллизации при метаморфизме.

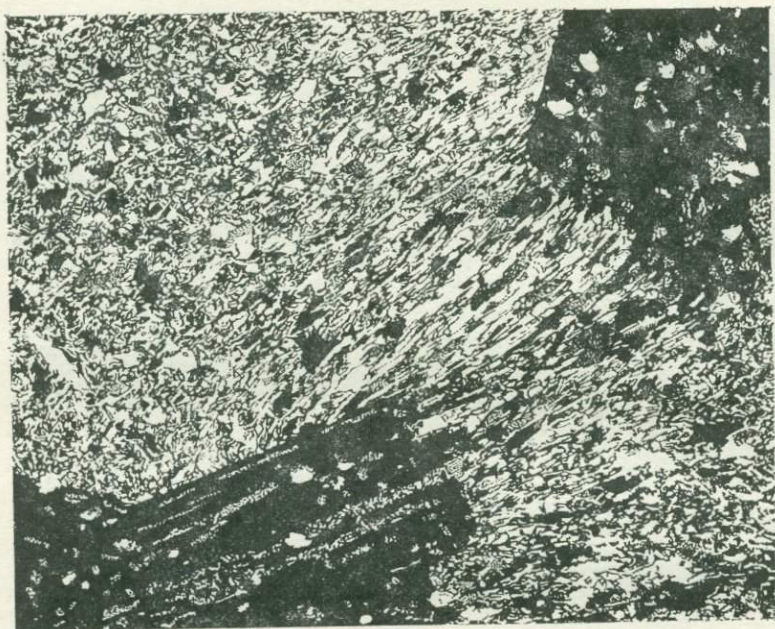


Рис. 68. «Дворик растяжения» между двумя порфиробластами хлоритонда в филлите. Ув. 70; николи +

Во время метаморфизма пород с послойным распределением минеральных компонентов обмен растворенными веществами между соприкасающимися горизонтами разного состава осуществляется, по-видимому, с помощью диффузии различных компонентов в флюидах и с помощью миграции последних через литологические границы. Это явление называется метаморфической дифференциацией [45]. Перераспределение вещества идет всегда в сторону обогащения устойчивыми составляющими. Например, при региональном метаморфизме слоистого осадка, состоящего из прослоев глины и песчанистой глины, на месте глинистых прослоев возникнут горизонты, сложенные слюдами, а прослой песчанистой глины, потеряв материал, идущий на образование слюд, будут иметь мономинеральный кварц.

цевый состав. В результате образовавшиеся слюдяные сланцы будут обладать полосчатой текстурой с чередованием слюдяных и мономинеральных кварцевых горизонтов.

Глава VI

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И ЕГО ФАЦИИ

§ 21. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ УЧЕНИЯ О РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

Учение о региональном метаморфизме возникло во второй половине XVIII в. и развивалось в борьбе двух научных направлений: нептоунизма и плутонизма*. Нептунисты считали, что метаморфические породы возникли в результате отложения осадков в первобытном океане в условиях особого температурного режима на раннем этапе развития нашей планеты. Плутонисты связывали образование метаморфических пород с внутренним теплом Земли. Второе направление, зародившееся в 60-х годах XVIII в. (М. В. Ломоносов, Дж. Хеттон), особенно широкое развитие получило в трудах Ч. Лайелла в 30-е годы XIX в.

За период с конца прошлого столетия наибольшую роль в развитии учения о региональном метаморфизме сыграли исследования Н. Д. Лукашевича, И. Седергольма, К. Ван-Хайза, Ф. Бекке и У. Грубенмана. Широкое признание получило учение Грубенмана, дополненное позже П. Ниггли. У. Грубенман считал, что метаморфизм горных пород связан с их опусканием в глубинные части земной коры и перегревом за счет внутреннего тепла Земли. В зависимости от глубины он выделял три зоны регионального метаморфизма (сверху вниз): эпизону, мезозону и катазону. Мощность каждой зоны, по мнению У. Грубенмана, несколько километров. В последнее время теория Грубенмана была подвергнута резкой критике со стороны как советских (Д. С. Коржинский, В. С. Соболев, Н. П. Семененко), так и зарубежных (П. Ниггли, П. Эскола, Ф. Тернер и др.) ученых.

Дело в том, что новый фактический материал опровергает главные положения теории Грубенмана:

— мощность осадков на платформах достигает нескольких километров (например, отложения девона и карбона на Русской платформе), но никаких метаморфических процессов в них не наблюдается;

— данные глубокого бурения на Русской платформе показали, что неизменные осадочные породы непосредственно

* У древних римлян Нептун — бог моря, Плутон — бог огня (подземного царства).

соприкасаются с глубокометаморфизованными породами кристаллического фундамента. Последние же, по схеме Грубенмана, должны отвечать катазоне;

— в ряде регионов были установлены факты нахождения на одной глубине и часто в одном разрезе метаморфических пород различных степеней метаморфизма. Так, Н. П. Семенов указывает, что для Кривого Рога характерно чередование через 10—100 м куммингтонитовых и слюдяно-гранатовых сланцев с аспидными и аспидно-хлоритовыми сланцами. В Центральном Казахстане в разрезе р. Ишим наблюдается чередование пачек серицитовых, хлоритовых и слюдяных сланцев.

Теория Грубенмана несостоятельна и с позиций диалектического материализма, что отмечает Н. П. Семенов, указывая, что метаморфический процесс попадает в «замкнутый круг», так как метаморфические породы при поднятии в верхние части земной коры должны «терять свой метаморфизм» и, следовательно, на поверхности земной коры не могут существовать глубокометаморфизованные породы, а это опровергается фактами. Теория Грубенмана возникла в отрыве от геологической истории развития Земли и не учитывала магматические и складкообразовательные процессы, которые характерны для областей метаморфизма.

П. Ниггли стал рассматривать метаморфические породы только в отношении температуры их образования. Это привело к тому, что им в одну группу объединены высокотемпературные роговики, возникшие при контактовом метаморфизме, и регионально-метаморфизованные породы.

Большой вклад в начале нашего века в учение о региональном метаморфизме внесли работы крупнейшего финского петролога П. Эскола. Он считал, что главными факторами регионального метаморфизма являются температура (t) и давление (p). Огромное значение имеет учение Эскола о фациях метаморфизма [33].

В нашей стране в течение последних лет учение о региональном метаморфизме получило новое развитие в работах Д. С. Коржинского и группы его учеников (В. А. Жариков, А. А. Маракушев и др.). Д. С. Коржинский полагает, что региональный метаморфизм происходит под воздействием магматических масс и в этом смысле является регионально-контактовым. Магма служит не только источником тепла, но и источником растворов, без которых также немислим метаморфизм. По мнению В. С. Соболева, различие между контактовым и региональным метаморфизмом заключается лишь в масштабе явлений.

Большинство ученых разделяют точку зрения Д. С. Коржинского на причины регионального метаморфизма. Однако имеется группа исследователей, которые полагают, что регио-

нальный метаморфизм не зависит от магматической деятельности [34, 37]. По их мнению, не исключено, что региональный метаморфизм свойствен лишь докембрийским образованиям и имел место лишь на раннем этапе развития Земли.

§ 22. ГЛАВНЫЕ ФАКТОРЫ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Д. С. Коржинский выделяет три фактора регионального метаморфизма: температуру (t), давление литостатическое (p) и концентрацию растворов (c), участвующих в минералообразовании. Ранее же считали, что региональный метаморфизм совершается под влиянием прогревания пород и не сопровождается изменением химического состава, и выделяли всего два главных фактора: температуру и давление. Д. С. Коржинский показал, что любой метаморфизм силикатных пород сопровождается изменением содержания воды и углекислоты. По его мнению, метаморфизм вызывается воздействием восходящих растворов на горные породы. Причиной восхождения водных растворов является гравитационная дифференциация, выражающаяся в выжимании на поверхность водных растворов, имеющих меньшую плотность, чем горные породы. При просачивании растворов в земной коре возникает метасоматическая зональность: в верхних зонах — региональный метаморфизм, в средних зонах — метасоматическое изменение и на глубине — замещение пород эвтектической магмой. Таким образом, Д. С. Коржинский рассматривает метасоматоз и гранитизацию в общей связи с метаморфизмом, устанавливает неразрывную связь метаморфизма с магматическими явлениями.

Идея глубинности Грубенмана получила новое развитие в работах Д. С. Коржинского: по его данным, температура и давление являются независимыми переменными. Давление определяется глубиной, а температура — близостью к магматическому очагу и его размерами.

§ 23. РЕЖИМ ВОДЫ И УГЛЕКИСЛОТЫ ПРИ РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

Анализ температурных интервалов устойчивости гидроксилсодержащих минералов показал, что они одинаковы для магматических, постмагматических и метаморфических процессов и мало зависят от глубины. Даже в наиболее глубинных метаморфических комплексах наблюдаются низкотемпературные гидроксилсодержащие минералы. Анализируя ассоциации минералов в архейских породах Восточной Сибири, Д. С. Коржинский установил, что в них отсутствуют парагенетические ассоциации минералов, которые отличались бы друг от друга только содержанием воды. Этот факт свидетельствует о том, что при метаморфизме имеется избыток жидких водных растворов. Упругость пара этих растворов будет зависеть только от температуры. То, что при этом может сохраниться вода в жидкообразном состоянии при средне- и высокотемпературных процессах

метаморфизма, Д. С. Коржинский объясняет тем, что водные растворы насыщены различными веществами и последние препятствуют переходу их в критическое состояние.

А. А. Маракушев [23] считает, что режим воды при региональном метаморфизме зависит не только от температуры, но частично и от давления. Экспериментальные данные свидетельствуют в пользу жидкообразного характера растворов. При давлениях более 300—500 бар, отвечающих глубинам 1—2 км, водные растворы в надкритическом состоянии характеризуются высокой плотностью и в отношении главных характеристик — растворимости солей, электролитической диссоциации, удельных объемов — ведут себя как жидкость [7]. Поэтому минералы, содержащие гидроксильную группу, могут служить лишь указателями температуры метаморфического процесса. При понижении температуры увеличивается роль гидроксилсодержащих минералов.

Д. С. Коржинский судит об универсальном распространении углекислоты при минералообразовании на основании ее наличия в вулканических газах и термах, а также по широкому участию углекислоты в постмагматических процессах. Поэтому, если растворы, участвующие в метаморфизме, имеют ювенильное происхождение, то, следовательно, и в них должна всегда присутствовать углекислота. В качестве доказательств этого положения приводятся следующие факты.

1. В минералах метаморфических пород постоянно присутствуют жидкие и газообразные включения углекислоты.

2. В районах, где отсутствуют карбонатные толщи, наблюдается широкое развитие процесса карбонатизации различных метаморфических пород. В этом случае она может быть объяснена притоком углекислоты ювенильными растворами.

3. На примере изучения архейского метаморфического комплекса Алданской плиты Д. С. Коржинский показал, что давление углекислоты в карбонатных породах при процессе регионального метаморфизма было не выше, чем в других породах, следовательно, источником углекислоты не являются местные карбонатные толщи. Одновременно выдержанность парагенезисов для систем с CaO и CO_2 на больших площадях указывает на постоянное давление паров углекислоты. В этом случае давление углекислоты будет зависеть только от общего давления, т. е. от глубины, и будет поддерживаться на этом постоянном уровне благодаря запасам углекислоты в растворах. Очевидно, с увеличением внешнего давления содержание углекислоты в растворах возрастает, как это отмечается для газированных вод. Поэтому, чем больше глубина минералообразования, тем выше давление углекислоты в растворах. Отсюда на соответствующей глубине ряд богатых кальцием и магнием минералов подвергается разложению с образованием карбонатов. В каждом данном метаморфическом комплексе любая реакция

с выделением углекислоты соответствует некоторой определенной температуре, а парциальное давление углекислоты пропорционально давлению нагрузки, т. е. режим углекислоты зависит лишь от давления. Таким образом, содержание и упругость углекислоты в постмагматических растворах увеличиваются с глубиной. На основании этого положения Д. С. Коржинский разработал схему фаций глубинности для карбонатных пород.

Следовательно, по Д. С. Коржинскому, режим воды при метаморфизме зависит только от температуры, а режим углекислоты — от давления. Это положение Д. С. Коржинского подвергается критике со стороны В. А. Николаева [26], который отрицает универсальное распространение и ювенильное происхождение воды и углекислоты. Он считает, что при ювенильном происхождении воды и углекислоты реакции гидратации и карбонатизации должны были бы идти до конца, и в этом случае при регрессивном метаморфизме не должны были бы сохраняться реликты высокотемпературных парагенезисов, что в большинстве случаев имеет место. Поэтому В. А. Николаев полагает, что успех регрессивных реакций зависит от поступления воды и углекислоты извне, причем источником их могут быть как магматические эманации, так и окружающие породы.

§ 24. ТРИ СТУПЕНИ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

При характеристике регионально-метаморфических пород удобнее всего выделять три ступени, или степени, региональ-

Т а б л и ц а 49

Типоморфные минералы для трех ступеней регионального метаморфизма

Группа минералов	Ступени		
	низшая	средняя	высшая
Листоватые	Хлорит, серицит, тальк, серпентин	Биотит, мусковит, флогопит	Биотит
Силикаты алюминия	Андалузит	Дистен	Силлиманит
Алюмосиликаты железа и магния	Хлоритоид	Ставролит	Корднерит
Цветные силикаты	Тремолит, актинолит, глаукофан	Роговая обманка	Пироксены, оливины
Полевые шпаты	Кислые плагиоклазы	Средние плагиоклазы	Основные плагиоклазы, калишпаты

Примечание. Минералами устойчивыми на всех ступенях регионального метаморфизма, являются кварц, альбит, карбонаты, минералы группы эпидота и группы граната, аксессуарные минералы.

Главные разновидности кристаллических сланцев, возникших в результате регионального метаморфизма осадочных и магматических пород

	Состав исходных пород	Низшая ступень	Средняя ступень	Высшая ступень
	Глинистые и песчано-глинистые породы	Филлиты Хлорит-серицитовые и серицит-хлоритовые сланцы Типоморфные минералы: гранат, хлоритоид и андалузит	Слюдяные сланцы Типоморфные минералы: гранат, ставролит и дистен	Парагнейсы Типоморфные минералы: гранат, гиперстен, кордиерит и силлиманит
196	Кварцевые песчаники с кремнистым цементом	Кварциты	Кварциты	Кварциты
	Кварцевые песчаники с глинистым цементом	Хлорит-серицитовые и серицит-хлоритовые кварциты Серицит- и хлорит-кварцевые сланцы	Слюдяные кварциты Слюдяно-кварцевые сланцы	Полевошпатовые кварциты Парагнейсы
	Аркозовые песчаники с глинистым цементом	Альбит-серицитовые, серицит-альбитовые и серицитовые сланцы	Слюдяные парагнейсы (мезогнейсы)	Парагнейсы
	Известняки чистые	Мраморы	Мраморы	Мраморы
	Известняки, загрязненные различными примесями	Силикатные мраморы и карбонатные сланцы Типоморфные минералы: тальк, серпентин, тремолит, актинолит и хлорит	Силикатные мраморы Типоморфные минералы: гроссуляр, волластонит, скаполит, флогопит, роговая обманка, плагиоклаз	Силикатные мраморы Типоморфные минералы: форстерит, диопсид, основные плагиоклазы, шпинель
197	Магматические породы основного и среднего состава	Порфиритоиды Зеленые сланцы Альбит-актинолитовые амфиболиты Типоморфные минералы: альбит, группа эпидота, хлорит и актинолит	Амфиболиты и амфиболитовые сланцы Типоморфные минералы: средний плагиоклаз, роговая обманка, гранат, пироксен, группа эпидота	Пироксен-плагиоклазовые и гранато-пироксеновые породы Типоморфные минералы: основные плагиоклазы, гиперстен, моноклинные пироксены, гранат
	Ультраосновные породы: перидотиты, пироксениты и серпентиниты	Антигоритовые серпентиниты и серпентиновые сланцы Тальковые, хлоритовые и амфиболовые сланцы (антофиллит, актинолит и тремолит)	Роговообманковые породы и роговообманковые сланцы	Оливин-пироксеновые и пироксеновые породы
	Магматические породы кислого состава	Порфириоиды Альбит-серицитовые, серицит-альбитовые и серицитовые сланцы	Слюдяные ортогнейсы (мезогнейсы)	Ортогнейсы

ного метаморфизма: низшую, среднюю и высшую. Каждая ступень отвечает определенным термодинамическим условиям и поэтому может быть охарактеризована по главным параметрам регионального метаморфизма. Если подходить к метаморфическим породам как в физико-химическим системам, то определенным термодинамическим условиям отвечает различный характер перекристаллизации, что находит свое отражение не только в минеральном составе, но и в текстурных и структурных особенностях пород.

Низшей ступени регионального метаморфизма отвечают температуры порядка 200—300 °С, что обуславливает широкое развитие в породах этой ступени гидроксилсодержащих минералов (табл. 49). Как правило, процессы перекристаллизации и метаморфической дифференциации не идут до конца, что вызывает появление неравномернозернистых гетеробластовых структур: гетерогранобластовой, порфиробластовой, пойкилобластовой. Часто наблюдаются палимпсестовые структуры. Поскольку господствует боковое давление (стресс), широко развиты директивные текстуры: сланцеватые, плоччатые.

Средняя ступень регионального метаморфизма характеризуется температурами порядка 400—500 °С. Типоморфные минералы приведены в табл. 49. Данной ступени отвечают как гетеробластовая, так и гомеобластовые структуры. Широко развиты лепидогранобластовая или гранолепидобластовая, порфиробластовая, пойкилобластовая структуры. Среди текстур наблюдаются не только директивные, но и массивные, что отражает наличие как бокового, так и литостатического давления.

Высшей ступени регионального метаморфизма отвечают температуры порядка 500—600 °С. Верхний предел обусловлен температурой магматических масс. Так, температура образования гранитоидной магмы эвтектоидного состава 640—660 °С, а магмы базальтового состава еще выше, 900—1000 °С. Высшая ступень регионального метаморфизма характеризуется высоким литостатическим давлением. Типоморфные минералы этой ступени обладают более плотной упаковкой ионов в кристаллической решетке (см. табл. 49). Породы высшей ступени регионального метаморфизма характеризуются, как правило, более мелкозернистым строением, чем породы средней ступени, и гомеобластовыми структурами, свидетельствующими о том, что в физико-химической системе, каковой является метаморфическая порода, все реакции прошли до конца и возникла равновесная структура. Текстура чаще всего массивная, при линейной ориентировке главных породообразующих минералов — гнейсовидная, линзовидно-полосчатая.

В приведенном ниже описании регионально-метаморфические породы подразделены на две большие группы: 1) возникшие за счет осадочных пород и 2) возникшие за счет магматических пород. В пределах каждой группы нами взята исходная порода

и дана характеристика возникших за счет ее метаморфизма пород на различных ступенях регионального метаморфизма. Таким образом, получены ряды метаморфических пород, отвечающих различным ступеням метаморфизма (табл. 50); например, за счет глинистых осадков на низшей ступени возникают филлиты, на средней ступени — слюдяные сланцы, на высшей — парагнейсы.

Следует подчеркнуть, что нельзя понимать ряды метаморфических пород таким образом, что в природе региональный метаморфизм происходит во всех случаях последовательно по ступеням.

§ 25. РЯДЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Метаморфические породы, возникшие за счет осадочных пород

Глинистые породы

На низшей ступени регионального метаморфизма глинистые осадки проходят две стадии. Первой стадии отвечает перекристаллизация первичных глинистых минералов. Если упрощенно представлять первичный состав глин, то следует различать монтмориллонитовые и каолинитовые глины. Чаще же глины содержат и тот и другой компонент.

На первой стадии низшей ступени монтмориллонит переходит в хлорит, каолинит — в серицит, индивидуализируются мелкие зернышки кварца и возникают тонкозернистые породы, состоящие из кварца, хлорита и серицита, получившие название филлиты. В филлитах за счет примеси титана в глинах образуются мелкие иголки рутила, часто собранные в скопления, а за счет примеси бора — столбчатые кристаллы турмалина. В качестве реликтового акцессорного минерала присутствуют округлые зернышки циркона, иногда апатита и рудных минералов. В филлитах, как правило, еще отсутствует метаморфическая дифференциация материала и зернышки кварца обрастают узкими чешуйками серицита и хлорита. Структура филлитов гранолепидобластовая, иногда бластосаммитовая, если в глинистом осадке имелась примесь обломочного материала. Сохранение первичной слоистости обуславливает появление полосчатой или линзовиднополосчатой текстуры.

На второй стадии низшей ступени глинистых осадков образуются серицитовые, хлоритовые, серицит-хлоритовые и хлорит-серицитовые сланцы. Последние в своем составе содержат кварц, количество которого может достигать 50 % объема породы. При наименовании сланцев в их название не вводится кварц, если его количество не превышает 50 % объема. От филлитов серицитовые и хлоритовые

сланцы отличаются несколько более крупнозернистым строением (0,2—0,4 мм) и резко выраженной метаморфической дифференциацией: полосы, сложенные кварцем, и полосы, состоящие в основном из листочков серицита и хлорита. В этом случае структура будет различна в пределах отдельных полос: гранобластовая — для кварцевых полос и лепидобластовая — для листоватых минералов. Текстура сланцев сланцеватая или плейчатая.

В качестве дополнительных минералов в зависимости от исходного состава глин в филлитах, а также в серицитовых и хлоритовых сланцах образуются хлоритоид, гранат пироп-альмандиновой группы и андалузит или же хиастолит (в случае примеси в глине органического вещества). Данные минералы образуют в сланцах чаще всего крупные порфиробласты. В этом случае различают общую структуру сланца, которая будет порфиробластовой, затем отдельно характеризуют структуру порфиробластов и структуру основной ткани сланца. Порфиробласты вышеперечисленных минералов, как правило, обладают пойкилобластовой структурой. Структура основной ткани сланца лепидогранобластовая или гранолепидобластовая в зависимости от того, что преобладает — зерна или листочки.

На средней ступени регионального метаморфизма за счет глинистых осадков образуются слюдяные сланцы. При этом первичные глинистые минералы испытывают следующие превращения: монтмориллонит → хлорит → биотит, каолинит → серицит → мусковит.

В слюдяных сланцах постоянно присутствует в тех или иных количествах кварц. Состав слюд зависит от первичного состава глины. В качестве дополнительных минералов в слюдяных сланцах появляются ставролит, гранат пироп-альмандиновой группы, дистен. В случае примеси в глине органического вещества в сланцах образуется графит. Такие минералы, как гранат, ставролит, дистен, обладающие большой силой роста, часто образуют крупные (0,5—1 см и более) порфиробласты (см. рис. 67). Для слюдяных сланцев наиболее типичны следующие структуры: порфиробластовая, пойкилобластовая, гранолепидобластовая и лепидогранобластовая. Текстуры сланцев: сланцеватая, полосчатая, плейчатая.

При определении наименования сланца рекомендуется не противопоставлять минералы порфиробластов минералам основной ткани сланца, а вводить все главные минералы (кроме кварца) сланца в его название по количественному принципу: от минерала, содержащегося в меньших количествах, к минералу преобладающему. Так, например, количественно-минеральный состав сланца следующий: биотит составляет 30 % объема породы, ставролит 25 %, гранат — 20 %, оставшиеся 25 % приходятся на долю кварца. Допустим, что ставролит и гранат образуют в сланце порфиробласты. Название породы в этом случае бу-

дет следующим: гранат-ставролит-биотитовый сланец. Можно дополнить это название, охарактеризовав структуру и текстуру сланца: с общей порфиробластовой структурой и гранолепидобластовой структурой основной ткани; текстура микроплойчатая.

В качестве акцессорных примесей в слюдяных сланцах часто присутствуют циркон, титанит, рутил, турмалин, апатит.

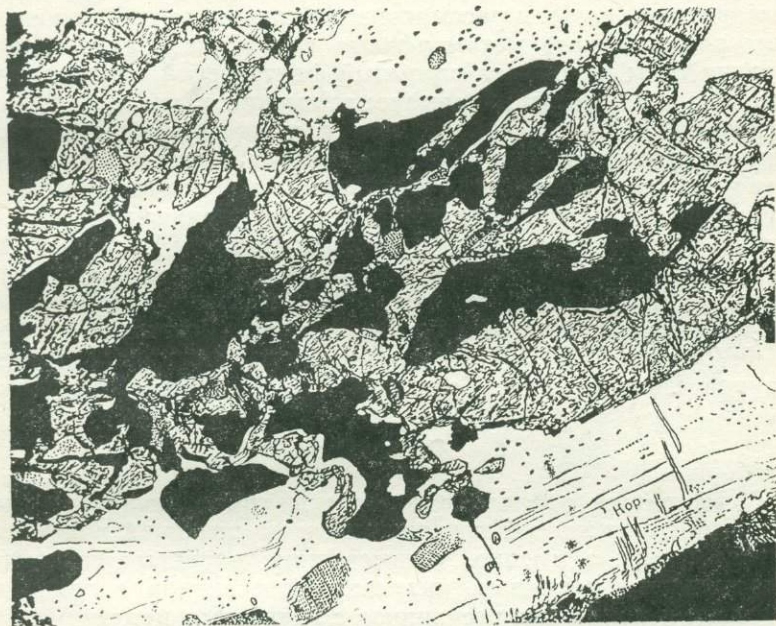


Рис. 69. Гнейсовидная текстура в магнетит-кордиерит-гиперстеновом гнейсе.
Ув. 46; при одном николе.

В кордиерите (Кор) видны плеохроичные ореолы вокруг зерен циркона.

На высшей ступени регионального метаморфизма за счет глинистых осадков возникают гнейсы. Существенным отличием по минеральному составу гнейсов от сланцев является наличие в первых калишпата в количестве от 25 до 50—60 % объема породы. Наряду с калишпатом в гнейсах постоянно присутствуют кислые плагиоклазы. Таким образом, главными лейкократовыми минералами гнейсов являются: кварц, калишпат, кислые плагиоклазы. Гнейсы, образовавшиеся за счет осадочных пород, принято называть парагнейсами. Для них типоморфными минералами являются гиперстен, гранат пироп-альмандиновой группы, кордиерит, силлиманит. Гнейсы, как правило, обладают массивным сложением и гнейсовидной текстурой (рис. 69). Структура их гранобластовая, иногда нематобласто-

вая, как, например, в силлиманитовых разностях. Характерным аксессуарным минералом является рутил.

По количественно-минеральному составу гнейсы наиболее близки к гранитам. Гранатсодержащие гнейсы П. Эскола предложил называть гранулитами. Очень часто гнейсы содержат в значительном количестве слюды, в этом случае их называют слюдяными гнейсами. Ранее многие исследователи считали, что калишпат в гнейсах возникает в результате дегидратации слюд, и рассматривали слюдяные гнейсы как продукт регионального метаморфизма глинистых осадков. За последние годы накопился огромный фактический материал, убедительно доказывающий метасоматический характер слюдяных гнейсов. В большинстве случаев слюдяные гнейсы являются полиметаморфическими образованиями и возникают в результате наложения процесса гранитизации на более высокотемпературные гиперстеновые, силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы или на слюдяные сланцы. Этим и обусловлен состав гнейсов, близкий к породам гранитоидного ряда. Процессы гранитизации описаны Н. Г. Судовиковым [32] для докембрия Карелии, А. А. Маракушевым [23] для докембрия Восточной Сибири, И. Ф. Трусовой [35, 36] для наиболее древних кристаллических сланцев Центрального Казахстана и Кольского полуострова.

Песчаники

В настоящем разделе рассмотрены три варианта метаморфических превращений в зависимости от различий в исходном составе пород, а именно, метаморфизм кварцевых песчаников с кремнистым цементом, кварцевых песчаников с глинистым цементом и аркозовых песчаников с глинистым цементом.

1. На нижней ступени метаморфизма кварцевые песчаники с кремнистым цементом (допустим, что цемент в песчаниках представлен опалом) сменяются кварцитами бласто-псаммитовой или гетерогранобластовой структуры сланцеватой текстуры (рис. 70). Реликтовые окатанные зерна кварца либо сохраняются, либо сегрегируются в более крупные зерна с зубчатыми очертаниями, обладающими мозаичным угасанием. Осадочные ритмы тяжелых минералов иногда сохраняются, и по их ориентировке удается судить, совпадает ли сланцеватость с первичной слоистостью пород.

На средней ступени регионального метаморфизма за счет кварцевых песчаников с кремнистым цементом образуются тоже кварциты со сланцеватой или массивной текстурой, структура у них может быть как гетеробластовой, так и гомеобластовой.

На высшей ступени регионального метаморфизма снова образуются кварциты, но уже, как правило, гомеобластовой структуры и массивной текстуры.

Таким образом, фактически на всех ступенях регионального метаморфизма кварцевых песчаников с кремнистым цементом получают кварциты, отличающиеся лишь особенностями структур и текстур. И, конечно, далеко не всегда под микроскопом, не зная геологии района, можно решить, какой ступени регионального метаморфизма отвечает данный кварцит.

2. При региональном метаморфизме кварцевых песчаников с глинистым цементом в ряде метаморфических пород, возник-



Рис. 70. Блестосаммитовая структура и сланцеватая текстура в кварците. Кокчетавский массив, Центральный Казахстан. Ув. 20; николи +.

кающих на различных ступенях регионального метаморфизма, наблюдается сочетание двух процессов: метаморфизма глинистых осадков и метаморфизма кварцевых песчаников.

На низшей ступени, когда в результате метаморфической дифференциации листоватые минералы сегрегируются в отдельные полоски, образуются серицит-кварцевые, хлорит-кварцевые или же серицит-хлорит-кварцевые сланцы. В этих породах количество кварца более 50 % объема породы, и поэтому он вводится в название сланца. Если в исходных песчаниках глинистого цемента было очень мало и в образовавшихся метаморфических породах серицит и хлорит в сумме составляют не более 10—15 % объема, то породы следует называть серицитовыми или хлоритовыми

кварцитами. В качестве дополнительных минералов в вышеописанных породах могут присутствовать хлоритоид, гранат и андалузит. Структура серицит- и хлорит-кварцевых сланцев и кварцитов лепидогранобластовая, текстура сланцеватая.

На средней ступени регионального метаморфизма за счет кварцевых песчаников с глинистым цементом в зависимости от количества глинистого материала возникают слюдяно-кварцевые сланцы или слюдяные кварциты. Состав слюд целиком зависит от исходного состава глины. В качестве



Рис. 71. Гетеробластовая, лепидогранобластовая структура в мусковит-кварцевом сланце. Кокчетавский массив, Центральный Казахстан. Ув. 20; николи +.

дополнительных минералов появляются ставролит, гранат и дистен. Породы обладают гетеробластовой лепидогранобластовой структурой и сланцеватой текстурой (рис. 71).

И, наконец, на высшей ступени регионального метаморфизма образуются парагнейсы или полевошпатовые кварциты, если содержание полевых шпатов составляет менее 25% объема породы. В виде дополнительных минералов в парагнейсах присутствуют гиперстен, кордиерит, гранат, силлиманит, иногда биотит и мусковит.

3. На низшей ступени регионального метаморфизма в аркозовых песчаниках с глинистым цементом происходит перекристаллизация цемента. Глинистые минералы переходят в хлорит и се-

рицит; обломочные зерна калишпата замещаются альбитом и серицитом; первичный плагиоклаз тоже альбитизируется. Таким образом, возникают серицит- или хлорит-альбитовые сланцы. Структура этих сланцев гетеробластовая лепидогранобластовая, текстура полосчатая, сланцеватая.

На средней ступени регионального метаморфизма калишпат вновь не образуется, но если последний имеется в исходных породах, то он сохраняется, поэтому за счет аркозовых песчаников возникают слюдяные парагнейсы, которые ранее называли мезогнейсами, что указывает на их образование на средней ступени.

На высшей ступени регионального метаморфизма за счет аркозовых песчаников формируются парагнейсы с содержанием от 25 до 50—60 % полевых шпатов. По количественно-минеральному составу эти гнейсы близки к гранитам. В качестве дополнительных минералов в парагнейсах встречаются гиперстен, кордиерит, гранат, силлиманит, иногда биотит. Парагнейсы обладают гранобластовой структурой и гнейсовидной текстурой.

Карбонатные породы

При рассмотрении регионального метаморфизма карбонатных пород следует различать метаморфизм чистых карбонатных пород и карбонатных пород с разными примесями.

1. При региональном метаморфизме чистой карбонатной породы, не загрязненной посторонними примесями, на всех ступенях образуются мраморы с различными структурами и текстурами.

На низшей ступени метаморфизма мраморы обладают гетерогранобластовой структурой, часто наблюдаются реликты первичного строения. Текстура, как правило, сланцеватая. На средней ступени мраморы приобретают гомеобластовую структуру и обладают массивной или сланцеватой текстурой. На высшей ступени мраморы имеют плотное мелкозернистое строение, гомеобластовую структуру и массивную текстуру.

2. Если карбонатные породы содержат различные примеси, то возникают силикатные мраморы, характеризующиеся появлением типоморфных минералов.

Так, на низшей ступени метаморфизма силикатные мраморы содержат следующие минералы: серпентин, тальк, хлорит, актинолит, тремолит, минералы группы эпидота, альбит. На средней ступени образуются силикатные мраморы с волластонитом, grosсуляром, роговой обманкой, плагиоклазом, скаполитом, флогопитом. На высшей ступени в силикатных мраморах присутствуют: форстерит, диопсид, основные плагиоклазы, шпинель. Распределение отдельных минералов в силикатных мраморах часто полосчатое или линзовидно-полосчатое.

Метаморфические породы, возникшие за счет магматических пород

Ультраосновные породы

При региональном метаморфизме ультраосновных пород, представленных дунитами, перидотитами и пироксенитами, на низшей ступени различают две стадии. Прежде всего следует отметить, что ультраосновные породы очень часто до наложения регионального метаморфизма бывают превращены в серпентиниты антигорит-хризотилового состава с типичной петельчатой текстурой.

На первой стадии низшей ступени либо непосредственно за счет ультраосновных пород или их серпентинизированных разновидностей возникают антигоритовые серпентиниты. Последние часто характеризуются пикролитовым строением, когда антигорит образует длинные трубчатые выделения, собранные в спутанно-волокнистые скопления. Иногда серпентиниты сложены пластинками антигорита веерообразной формы.

При появлении в серпентинитах сланцеватой текстуры возникают серпентиновые сланцы. В зависимости от исходного состава ультраосновных пород в серпентиновых сланцах появляются такие минералы, как тальк, хлорит, реже актинолит, тремолит и ромбический амфибол — антофиллит. Если какой-нибудь из минералов переходит в группу главных, возникают тальк-антигоритовые, актинолит-хлорит-тальковые сланцы и др. Этим сланцам присуща лепидобластовая или нематолепидобластовая структура, текстура сланцеватая.

На второй стадии низшей ступени за счет ультраосновных пород или серпентинитов образуются антофиллитовые сланцы, если в исходных породах отсутствовал кальций, или же актинолитовые и тремолитовые сланцы. Эти сланцы характеризуются нематобластовой структурой и сланцеватой текстурой.

На средней ступени регионального метаморфизма за счет ультраосновных пород образуются роговообманковые сланцы или роговообманковые породы гранобластовой или гранонематобластовой структуры.

На высшей ступени регионального метаморфизма снова возникают оливин-пироксеновые и пироксеновые породы, которые с трудом отличимы от исходных ультраосновных пород. Единственным критерием являются их структурные особенности — наличие в метаморфических породах бластовых структур.

Породы основного и среднего состава

Эффузивные породы (базальты, андезиты и их пирокласты)

На низшей ступени регионального метаморфизма этих пород различают три стадии. На первой стадии за счет лав основного и среднего состава и их пирокластов возникают порфири-тоиды, которые характеризуются сохранением реликтовых структур — порфировой или кластической.

По минеральному составу порфириитоиды полностью аналогичны зеленым сланцам, которые образуются на второй стадии низшей ступени. Главными минералами последних являются альбит, минералы группы эпидота (эпидот, клиноцоизит,



Рис. 72. Гранобластовая структура и сланцеватая текстура в гранатовом амфиболите. Улутау, Центральный Казахстан. Ув. 46; при одном никеле.

цоизит), серицит, хлорит и актинолит (за счет цветных минералов). Если в первичных породах присутствовал кварц, то и в зеленых сланцах он встречается в тех же количествах. Наименование зеленым сланцам дается по ранее описанному количественно-минеральному принципу. Так, порода, содержащая 10 % эпидота, 20 % актинолита, 30 % хлорита и 40 % альбита, будет называться эпидот-актинолит-хлорит-альбитовый сланец. Для зеленых сланцев характерны различные структуры

в зависимости от формы слагающих их минералов. Часто наблюдается сочетание гранобластовой структуры с лепидобластовой или нематобластовой. Иногда в зеленых сланцах сохраняются реликты первичных структур. Текстура зеленых сланцев обычно полосчатая или линзовидно-полосчатая, сланцеватая.

В третьей стадии низшей ступени за счет лав основного и среднего состава образуются альбит-актинолитовые амфиболиты. Последние обладают гранонематобластовой, иногда пойкилобластовой структурой. Текстура сланцеватая.

На средней ступени регионального метаморфизма лавы ба-



Рис. 73. Полосчатая текстура в эклогите. Кокчетавский массив, Центральный Казахстан. Ув. 46; при одном николе.
Цепочками вытянуты зерна рутила (черное).

зальтового и андезитового состава, а также их пирокластические образования превращаются в амфиболиты — породы, состоящие из среднего плагиоклаза и роговой обманки. Цветное число амфиболитов около 50 %.

При образовании амфиболитов за счет базальтов в них в результате избытка анортитовой составляющей первичного плагиоклаза появляется некоторое количество эпидота или клиноцоизита. В качестве дополнительных минералов амфиболиты часто содержат гранат пироп-альмандиновой группы и моноклинный пироксен, благодаря чему выделяют гранатовые и пироксеновые амфиболиты. Типоморфным аксессуарным минера-

лом амфиболитов является титанит. Структуры амфиболитов — порфиробластовая, гранобластовая, иногда нематогранобластовая; текстуры — массивная, сланцеватая (рис. 72). Породы того же минерального состава, что и амфиболиты, но обладающие резко выраженной сланцеватой текстурой, называют амфиболитовыми сланцами.

На высшей ступени регионального метаморфизма за счет базальтов и андезитов возникают плагиоклаз-пироксеновые породы, состоящие из основного плагиоклаза, гиперстена, диопсида и получившие название основные чарнокиты или основные гранулиты (П. Эскола). Вышеописанные породы обладают гранобластовой структурой и сланцеватой, часто полосчатой текстурой. К этой же группе метаморфических пород, по-видимому, следует отнести некоторые разновидности эклогитов. Эклогиты состоят из граната пироп-альмандиновой группы, моноклинного пироксена — омфацита и рутила. В гранате пироп составляет не менее 50—55 мол. %, гроссуляр — около 20 мол. %, остальные 25—30 мол. % приходятся на долю альмандина. Омфацит — это моноклинный пироксен, содержащий кроме диопсида жадентовую молекулу $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$, чем и объясняется повышенная щелочность эклогитов. Типоморфным аксессуарным минералом как эклогитов, так и плагиоклаз-пироксеновых пород является рутил (рис. 73).

Интрузивные породы (габбро и диориты)

Продукты регионального метаморфизма габбро и диоритов отличаются от продуктов регионального метаморфизма базальтов и андезитов лишь на первой стадии низшей ступени, где за счет габброидов возникают габбровые сланцы, которые по минеральному составу полностью аналогичны зеленым сланцам; особенность последних — наличие реликтовых структур и неравномерность перекристаллизации. Часто наблюдаются катакластические структуры. На второй стадии низшей ступени исчезают реликты первичного строения и образуются зеленые сланцы. На третьей стадии низшей ступени за счет габбро и диоритов возникают альбит-актинолитовые амфиболиты.

На средней ступени регионального метаморфизма за счет пород семейства габбро и диоритов также образуются амфиболиты, которые называют габбро-амфиболиты и диорит-амфиболиты.

На высшей ступени регионального метаморфизма формируются плагиоклаз-пироксеновые и гранат-пироксеновые породы или эклогиты.

Породы кислого состава

Эффузивные породы (лавы липаритового состава и их пирокласты)

На низшей ступени регионального метаморфизма эффузивных пород кислого состава различают две стадии. На первой стадии возникают порфириды, которые характеризуются наличием бластопорфировой или бластокластической структуры

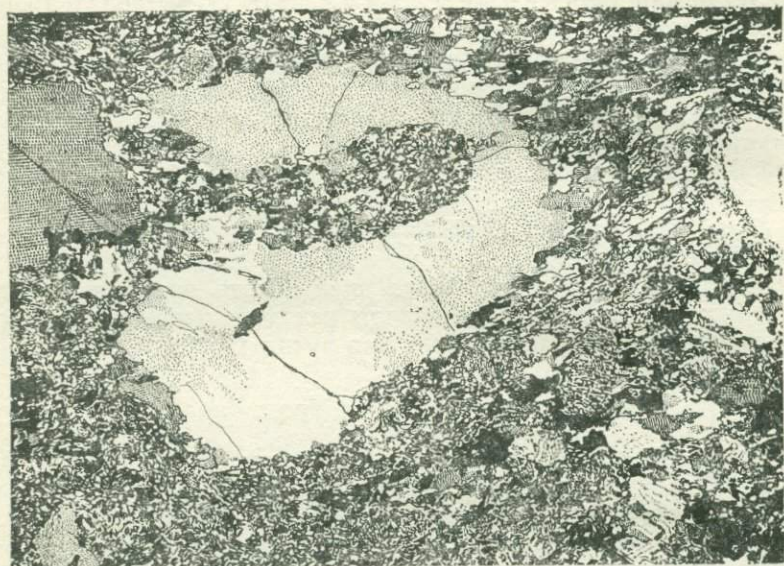


Рис. 74. Бластокластическая структура в порфириоиде. Атасу-Моинтинский массив, Центральный Казахстан. Ув. 20; николи +.

(рис. 74). Порфириоиды состоят из кварца, альбита и серицита, иногда содержат небольшое количество хлорита за счет первичного цветного минерала. Первичный калишпат кислых лав либо замещается альбитом (рис. 75), либо переходит в кварц и серицит. Порфириоиды обладают сланцеватой, иногда микроочковой текстурой.

На второй стадии низшей ступени реликтовые структуры исчезают и возникают серицит-альбитовые сланцы. Последние содержат альбит в количестве свыше 25 % объема породы, почему они и близки по минеральному составу к гнейсам, отличаясь от последних резко выраженным микрозернистым строением. Благодаря этим особенностям альбитовые сланцы называют также микрогнейсами или гнейсовыми сланцами.

Серицит-альбитовые и хлорит-серицит-альбитовые сланцы характеризуются мелкокристаллическим строением, лепидогранобластовой структурой и сланцеватой, часто тонкополосчатой текстурой.

На средней ступени регионального метаморфизма первичный калишпат кислых лав сохраняется и образуются гнейсы, состоящие из кварца, кислого плагиоклаза, калишпата и какого-нибудь цветного минерала — биотита, роговой обманки, иногда



Рис. 75. Замещение порфирокласта калишпата альбитом (Ab) в порфиронде с бластокластической структурой и сланцеватой текстурой. Улугау, Центральный Казахстан. Ув. 30; николи +.

граната. Эти гнейсы, образовавшиеся в результате регионального метаморфизма магматических пород, получили название ортогнейсов. Поскольку они образуются на средней ступени регионального метаморфизма, их иногда называют мезогнейсами по старой номенклатуре Грубенмана.

На высшей ступени регионального метаморфизма кислых лав и их пирокластов тоже получают ортогнейсы, содержащие в качестве цветных минералов гиперстен, гранат, иногда моноклинный пироксен. П. Эскола считает, что состав этих пород близок к парагнейсам и относит их к группе гранат-гиперстеновых гранулитов [33]. В нашей стране гиперстенсодержащие ортогнейсы широко известны под названием чарно-

киты (Д. С. Коржинский). Ортогнейсы обладают гранобластовой структурой и гнейсовидной текстурой. Часто наблюдаются также полосчатые и линзовидно-полосчатые текстуры.

Интрузивные породы (гранитоиды)

Региональный метаморфизм гранитоидов отличается от регионального метаморфизма кислых лав лишь характером продуктов на низшей ступени, где происходят главным образом катаклиз и развальцевание гранитов с широким развитием серицита и мусковита вдоль зон расщеливания.

На средней ступени регионального метаморфизма за счет гранитоидов образуются ортогнейсы. В зависимости от исходного состава гранитоидов ортогнейсы содержат разные количества плагиоклаза и калишпата. Встречаются плагиогнейсы, в которых присутствуют лишь плагиоклаз кислого и среднего состава. По цветным минералам различают двуслюдяные, биотитовые, роговообманковые, биотит-роговообманковые ортогнейсы. Текстура ортогнейсов полосчатая, линзовидно-полосчатая, иногда очковая.

На высшей ступени регионального метаморфизма гранитоидов возникают гиперстеновые и гранатовые ортогнейсы (чарнокиты).

В настоящее время имеется большой фактический материал, доказывающий полиметаморфический характер ряда ортогнейсов. Многие исследователи считают, что гнейсы возникают не только в результате регионального метаморфизма осадочных и магматических пород кислого состава, но и в результате наложения процесса гранитизации на различные кристаллические сланцы докембрия.

§ 26. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ, ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫЕ С РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИМИ ПОРОДАМИ

В процессе регионального метаморфизма осадочных и магматических пород возникают различные полезные ископаемые. Прежде всего сами метаморфические породы в ряде случаев являются полезными ископаемыми — это филлиты, железистые кварциты, мономинеральные кварциты и мраморы. Филлиты, или кровельные сланцы, используются в качестве строительного материала, железистые кварциты являются рудой на железо, мономинеральные кварциты и мраморы используются в качестве динасового и флюсового сырья.

Ряд минералов, образованных при региональном метаморфизме как осадочных, так и магматических пород, в местах их скопления представляет собой ценное сырье: силлиманит и дистен (сырье на алюминий), рутил (сырье на титан), гранат

(абразивный материал), графит. Большинство вышеперечисленных минералов образуется при региональном метаморфизме глинистых или песчано-глинистых осадков: графит, дистен, гранат добываются из слюдяных сланцев или кварцитов, рутил — из эклогитов, реже кварцитов, филлитов и слюдяных сланцев.

§ 27. УЧЕНИЕ О ФАЦИЯХ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Метаморфические фации включают породы любого химического состава, которые достигли химического равновесия за время метаморфизма при определенных физических условиях. Для точного определения фации используется критическая чувствительная ассоциация минералов, устойчивая в сравнительно узких пределах давления и температуры.

Идею фаций выдвинул П. Эскола на материалах изучения горных пород, распространенных в Финляндии. Под фацией он понимал совокупность пород, образовавшихся в одинаковых условиях давления и температуры. П. Эскола и Д. С. Коржинский считают, что в каждой фации достигнуто равновесие составляющих ее минералов (фазовое равновесие). Таким образом, каждая горная порода представляет собой природную физико-химическую систему, подчиняющуюся термодинамическим законам равновесия.

Закон равновесия гетерогенных систем, или правило фаз, был выведен математиком В. Гиббсом в 1876—1878 гг. и может быть выражен через равенство: $S = K + 2 - \Phi$, где S — число степеней свободы системы, K — число компонентов, Φ — число присутствующих фаз. Число степеней свободы указывает на те изменения, которые могут произойти в окружающей среде до того, как система выйдет из равновесия.

Впервые применил правило фаз к природным системам В. Н. Гольдшмидт, причем он считал, что только температура обладает степенью свободы. Иными словами, он считал природные системы закрытыми. Следует напомнить, что существуют три типа систем:

1) изолированные, в которых не может происходить изменений, связанных с внешней средой, т. е. не могут изменяться ни объем, ни энергия, ни масса компонентов;

2) закрытые, в которых могут происходить обмен теплом и изменение объема и не может быть обмена компонентами;

3) открытые, являющиеся проницаемыми и для вещества, следовательно, в них может меняться концентрация компонентов.

Рассматривая горные породы как системы закрытые, т. е. обладающие максимум двумя степенями свободы, В. М. Гольдшмидт вывел минералогическое правило фаз. Его формулировка была получена следующим образом. Если взять правило фаз В. Гиббса $S = K + 2 - \Phi$, затем преобразовать это уравне-

ние: $C + \Phi = K + 2$, то, подставив $C = 2$, получим: $\Phi + 2 = K + 2$. Сократив обе части на 2, получим $\Phi = K$, т. е. число фаз равно числу компонентов.

Минералогическое правило фаз В. М. Гольдшмидта было принято многими исследователями, что задержало дальнейшее развитие парагенетического анализа, так как стали считать, что выбор компонентов системы совершенно произволен. На самом деле общее число их является совершенно определенным для каждой системы.

Дальнейший шаг в развитии фациального анализа был сделан благодаря исследованиям Д. С. Коржинского [13], который внес в правило фаз представления о дифференциальной подвижности компонентов, об отнесении степеней свободы к составам минералов. Иными словами, Д. С. Коржинский показал, рассмотрев термодинамический вывод, что правило фаз применимо только к открытым системам. Все компоненты пород были им подразделены на четыре группы.

1. Инертные компоненты, количество которых целиком зависит от их содержания в данной породе.

2. Подвижные компоненты, количество которых определяется их концентрацией в циркулирующем растворе и не зависит от их содержания в породе. Поэтому концентрация подвижных компонентов является произвольной и обладает степенью свободы.

3. Вполне подвижные, или насыщающие (избыточные), компоненты, количество которых равно концентрации насыщения растворов. Эти компоненты вследствие насыщения ими раствора могут выпасть из него, увеличивая таким образом число минералов в парагенезисе. В качестве примера можно привести парагенетические ассоциации для пород, пересыщенных кремнеземом. В этом случае во всех парагенезисах появляется дополнительно кварц, который и будет насыщающим, вполне подвижным компонентом.

4. Компоненты-примеси, или, как их назвал В. С. Соболев, рассеянные, — это компоненты, предельные содержания которых показательны для данной фации, а содержания их ниже предельного произвольны и поэтому не влияют на число минералов в парагенезисе.

В связи с компонентами-примесями следует остановиться на том, как Д. С. Коржинский рассматривает роль изоморфных замещений в минералах. Если изоморфное замещение наблюдается в одной или во всех фазах (минералах) и по своей величине одинаково, тогда компонент, участвующий в изоморфном замещении, можно рассматривать как компонент-примесь и не учитывать его при фациальном анализе.

Поясним это на конкретном примере. Предположим, что в парагенезисе присутствуют три минерала: гиперстен, гранат и кордиерит, в которых магний изоморфно замещается желе-

зом, но коэффициент железистости во всех трех минералах одинаков. В этом случае компонент FeO будем рассматривать как компонент-примесь. Если же коэффициент железистости всех трех или двух минералов различен, то оба компонента — MgO и FeO — будут вести себя как независимые. Иными словами, они будут инертными компонентами, так как изменение содержания в одной фазе не влечет за собой изменения содержания в другой фазе.

Вывод о дифференциальной подвижности компонентов показывает, что природные системы двойственны, т. е. являются закрытыми для инертных компонентов и открытыми для вполне подвижных компонентов. Правило фаз было выражено Д. С. Коржинским следующим образом: $\Phi = K$ (инертных). Прибавление вполне подвижного компонента к числу компонентов увеличивает на единицу число степеней свободы.

В таком виде правило фаз применимо также к метасоматическим процессам. Д. С. Коржинский установил ряд подвижности компонентов: $H_2O - CO_2 - K_2O - (Na_2O - CaO - MgO - FeO - Fe_2O_3) - SiO_2 - Al_2O_3$. Компоненты в этом ряду расположены по убывающей подвижности. Те, которые стоят до скобок, в большинстве случаев обладают наибольшей подвижностью. Компоненты, которые взяты в скобки, могут проявляться и как инертные, и как подвижные в зависимости от процесса. Следует подчеркнуть, что распределение их в ряду подвижности также меняется. Компоненты SiO_2 и Al_2O_3 , стоящие в конце ряда за скобками, имеют, как правило, ограниченную подвижность.

По данным Д. С. Коржинского, в случае нормального метаморфизма вполне подвижными компонентами являются только вода и углекислота, а все остальные ведут себя инертно. При мигматизации в разряд подвижных компонентов переходят щелочи, а при некоторых биметасоматических процессах все компоненты становятся подвижными, за исключением SiO_2 и Al_2O_3 , которые имеют ограниченную подвижность.

За последние годы в связи с развитием экспериментальных исследований В. С. Соболев, Н. Л. Добрецов, Н. В. Соболев, В. В. Ревердатто и В. В. Хлестов [7, 38 39] стали рассматривать метаморфическую фацию как pT -область метаморфизма, ограниченную линиями нескольких наиболее важных реакций, удовлетворяющих следующим условиям:

- 1) они должны прослеживаться в наиболее распространенных природных составах горных пород;
- 2) одновременно, эти реакции должны хотя бы примерно соответствовать pT -условиям образования естественных ассоциаций метаморфических пород.

Следует отметить, что эта группа исследователей в отличие от П. Эскола считает, что внутри фации при одном и том же химическом составе некоторые горные породы могут менять

свой минеральный состав. Иными словами, они отказались от положения, что метаморфической фации отвечает равновесная ассоциация метаморфических пород. По их мнению, диагностика и картирование метаморфических фаций должны быть основаны прежде всего на критических и запрещенных минералах и ассоциациях, тогда как П. Эскола и Д. С. Коржинский выделяют фации эмпирически, на основании постоянной повторяемости одних и тех же ассоциаций метаморфических горных пород. При подразделении фаций Н. С. Добрецов, В. В. Ревердатто, Н. В. Соболев и др. [38] исходят из фактора давления и выделяют следующие группы фаций:

- 1) А-фации низких давлений, примерно соответствующие контактовому метаморфизму;
- 2) В-фации средних давлений, отвечающие «обычному» региональному метаморфизму;
- 3) С-фации высоких давлений, соответствующие метаморфизму зон высоких давлений в земной коре;
- 4) D-фации сверхвысоких давлений, наблюдающиеся в мантии.

Данные экспериментальной петрографии, бесспорно, необходимо использовать при определении температуры метаморфического процесса и условий давления, но это направление имеет ряд недостатков. Наиболее крупный из них — отказ от геологического принципа выделения фаций и недоучет явлений полиметаморфизма, в первую очередь процесса гранитизации.

§ 28. АНАЛИЗ ДИАГРАММ СОСТОЯНИЯ ДЛЯ ГЛАВНЫХ ФАЦИЙ П. ЭСКОЛА

П. Эскола [33] выделил всего восемь метаморфических фаций (табл. 51). Санидинитовая (низкое давление), роговиковая (умеренное давление), гранулитовая и эклогитовая (высокое давление) фации представляют высокотемпературный метаморфизм; амфиболитовая (умеренная температура), фация зеленых сланцев (низкая температура) и промежуточная эпидот-амфиболитовая отвечают среднему давлению; особой дополнительной фацией для высокого давления и умеренных температур является глаукофановая сланцевая.

Зависимость минерального состава пород от их химического состава наиболее четко иллюстрируется с помощью треугольной диаграммы состава, вершины которой изображают три химических компонента, ответственные за наблюдающиеся минеральные парагенезисы внутри фации. П. Эскола выбрал в качестве главных три компонента, лежащие в основании диаграммы-треугольника ACF : Al_2O_3 , CaO и $(Mg, Fe)O$. Влияние кремнезема на возможные минеральные парагенезисы определяется сравнением двух диаграмм ACF : одной — для пород с избытком кремнезема, кристаллизующегося в виде свободного кварца, а дру-

Отношение метаморфических фаций к температуре и давлению,
по П. Эскола

Повыше- ние да- вления ↓	Повышение температуры →			
	Развитие цеолитов в изверженных породах			Санидинито- вая фация
	Фация зеленых сланцев	Эпидот-амфи- болитовая фация	Амфиболитовая фация	Пироксен- роговиковая фация
				Гранулитовая фация
			Глаукофановая сланцевая фация	Эклогитовая фация

гой — для пород с недостатком кремнезема. Для вычисления процентных количеств A , C , и F по данным химического анализа пород П. Эскола дает следующие указания: результаты химического анализа вначале пересчитываются на молекулярные количества и вносится поправка на аксессуарные минералы, затем уже высчитываются количества A , C и F . $A = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$; $C = CaO$; $F = MgO + FeO + MnO$.

Сумма окиси алюминия и трехвалентного железа уменьшается на количество, идущее на образование щелочных полевых шпатов, которые П. Эскола не учитывает при фациальном анализе и как бы выносит за скобки. Далее сумма $A + C + F$ приравнивается к 100% и соответственно пересчитывается.

Рассмотрим это на конкретном примере. Имеется порода K , где $A = 50$, $C = 20$ и $F = 30$, т. е. $A + C + F = 100$. Нанесем эти данные на равносторонний треугольник ACF . В каждой вершине находится 100% данного компонента, поэтому каждая сторона

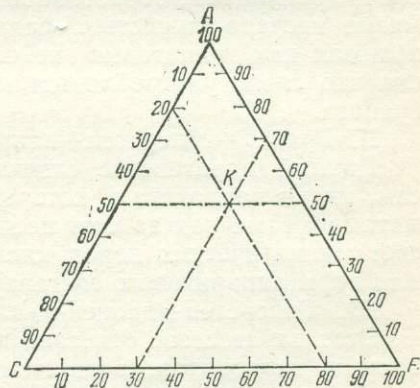


Рис. 76. Нанесение на диаграмму ACF состава породы K .

треугольника делится на 10 частей — она должна быть равна 100. Отсчет компонента ведется от противоположной данной вершине стороны и на этом участке проводится линия, параллельная указанной стороне. Точка *K*, полученная пересечением всех трех вспомогательных линий, дает нам состав породы (рис. 76).

Остановимся на характеристике наиболее широко распространенных в земной коре трех фаций П. Эскола: гранулитовой, амфиболитовой и зеленых сланцев. Следует отметить, что парагенетические ассоциации минералов для различных фаций устанавливались П. Эскола эмпирически по постоянной повторяемости одних и тех же парагенезисов в различных регионах.

Гранулитовая фация

Парагенезисы гранулитовой фации были изучены П. Эскола на примере гранулитов Саксонии, Шри-Ланки, Лапландии, Уганды и т. д. Аналогичные парагенезисы гранулитовой фации наблюдаются и в пределах Советского Союза: для Восточной Сибири, Украины, Средней Азии, Центрального Казахстана и других регионов.

П. Эскола выделяет в пределах гранулитовой фации четыре главных парагенезиса.

I. Силлиманит + гранат + плагиоклаз + ортоклаз + кварц.

Этот парагенезис отвечает силлиманит-гранатовым гнейсам, иначе гранулитам, образовавшимся при региональном метаморфизме песчано-глинистых осадков. Термин «гранулит» Эскола понимал как гранатовый гнейс. Следует сказать, что во Франции это слово употребляется как синоним гранатсодержащего гранита.

II. Гранат + гиперстен + плагиоклаз + ортоклаз + кварц.

Данный парагенезис отвечает гранат-гиперстеновым гнейсам, иначе чарнокитам, которые возникают при региональном метаморфизме как за счет песчано-глинистых осадков, так и за счет магматических пород кислого состава (гранитоиды, лавы или туфы липаритового состава).

III. Гиперстен + диопсид + плагиоклаз + ортоклаз + кварц.

Этот парагенезис отвечает пироксеновым гнейсам, иначе основным чарнокитам, возникшим за счет регионального метаморфизма магматических пород основного и среднего состава (габброиды, диориты, базальты и андезиты).

IV. Диопсид + плагиоклаз + кальцит + кварц.

Данный парагенезис наблюдается в пироксен-плагиоклаз-карбонатных породах, образовавшихся за счет известковых пород с избытком кремнезема. Давление настолько велико, что не может образоваться волластонит, присутствуют одновременно кальцит и кварц.

Все рассмотренные выше парагенезисы отвечают породам,

пересыщенным кремнеземом, и во всех парагенетических ассоциациях присутствует кварц. Ведущими для гранулитовой фации являются парагенезисы II и III с гиперстеном.

Прежде чем переходить к построению диаграмм «состав — парагенезис» для гранулитовой фации, следует остановиться на особенностях минералов данной фации. Анализы гиперстенов из чарнокитов показывают высокое содержание в них глинозема (6—9 вес. % Al_2O_3). Гранаты пироп-альмандиновой группы характеризуются высоким значением пироповой составляющей (до 55 мол. %) и постоянно содержат до 20 мол. % гроссуляра. Плагноклазы представлены андезин-лабрадорами и характеризуются наличием вростков калишпата в виде антипертитов. Калишпаты представлены наименее упорядоченными разновидностями; обычно это промежуточные микроклины с сравнительно небольшим углом оптических осей $2V = (-)60—64^\circ$. В калишпатах постоянно наблюдаются вростки плагноклазов, что создает впечатление пертитовых образований. Но, по-видимому, взаимоотношения плагноклаза и калишпата более сложны и объясняются коррозией и замещением плагноклаза калишпатом. Если присутствует роговая обманка, то она представлена зеленовато-коричневой разновидностью и обычно чрезвычайно бедна (ОН). Таковую же особенность обнаруживают биотиты, изредка встречающиеся в ассоциации с роговой обманкой. Типоморфным акцессорным минералом гнейсов гранулитовой фации является рутил.

Для составления диаграммы «состав — парагенезис» гранулитовой фации необходимо нанести на диаграмму составы главных породообразующих минералов этой фации. С этой целью напишем формулы минералов в окислах: $Al_2O_3 \cdot SiO_2$ — силлиманит; $3(Mg, Fe)O \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$ — гранат; $(Mg, Fe)O \cdot SiO_2$ — гиперстен; $CaO \cdot MgO \cdot 2SiO_2$ — диопсид; $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ — анортит; $CaO \cdot CO_2$ — кальцит. Возможными дополнительными фазами являются ортоклаз и кварц.

При нанесении минералов на диаграмму ACF надо помнить, что сумма всех окислов в формуле минералов должна быть приравнена к 100 %. Поэтому, рассчитывая состав минерала, либо надо переводить все окислы в проценты, либо наносить состав минералов по частям, пропорциональным отрезкам на диаграмме.

Прежде всего надо нанести те минералы, составы которых расположатся в вершинах диаграммы-треугольника ACF . Так как мы строим диаграмму ACF для пород, пересыщенных кремнеземом, то окисел SiO_2 как бы выносится за диаграмму. Поэтому в вершине A на диаграмме расположится силлиманит, в вершине F — гиперстен, а в вершине C — кальцит. CO_2 также выносится за диаграмму, этот окисел П. Эскола не учитывал. Остальные минералы расположатся на сторонах треугольника ACF (рис. 77).

Так для нанесения граната, в котором имеются три части $(Mg, Fe)O$ и одна часть Al_2O_3 , сторону AF надо поделить на четыре части, и точка граната будет лежать на расстоянии одной части от вершины F . Диопсид, который содержит одну часть CaO и одну часть MgO , расположится посередине стороны CF . И, наконец, анортит, содержащий одну часть CaO и одну часть Al_2O_3 , будет нанесен посередине стороны AC . После нанесения всех минералов надо соединить минералы, образующие устойчивые парагенетические ассоциации в данной фации,

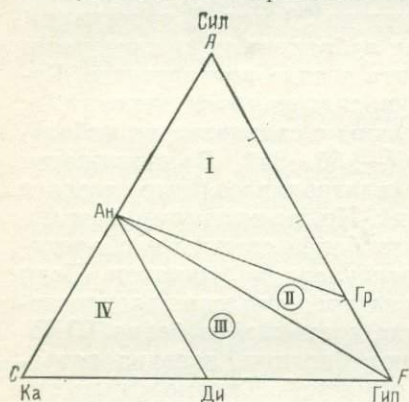


Рис. 77. Диаграмма ACF гранулитовой фации.

Сил — силлиманит, Гр — гранат, Гип — гиперстен, Ди — диопсид, Ан — анортит, Ка — кальцит. Римскими цифрами обозначены парагенезисы (II и III — ведущие парагенезисы фации).

прямыми линиями, которые носят название каноды. Каноды разделяют поле треугольника ACF на четыре более мелких треугольника, которые будут отвечать четырем вышеописанным парагенезисам, на что указывают римские цифры внутри треугольников. Каноды не только разделяют устойчивые парагенезисы, но и показывают запрещенные парагенезисы для данной фации. Так, например, в породах гранулитовой фации не могут совместно присутствовать гранат и диопсид, они разделены на диаграмме ACF канодой. Если в метаморфических породах этот парагенезис наблюдается, то, следовательно, либо при

метаморфизме не было достигнуто равновесие, либо метаморфические породы подверглись диафорезу и в них уже наблюдается неравновесная минеральная ассоциация.

Следует отметить, что фазовый треугольник ACF отвечает определенному давлению и интервалу температур, а следовательно, характеризует равновесные ассоциации данной фации. Поэтому он помогает исследователю выявить неравновесные ассоциации и решить вопрос о направленности метаморфического процесса, т. е. о том, какой характер — прогрессивный или регрессивный — имеет в данном случае метаморфический процесс.

Амфиболитовая фация

Для выделения амфиболитовой фации П. Эскола были взяты за основу парагенетические ассоциации, возникающие при региональном метаморфизме магматических пород основного и среднего состава. Как показали дальнейшие исследования, парагенетические ассоциации амфиболитов устойчивы сравни-

тельно в широком температурном интервале, и поэтому в пределах амфиболитовой фации стали выделять три субфации: силлиманит-альмандиновую (наиболее высокотемпературную), ставролит-кианитовую и кордиерит-антофиллитовую. В основу выделения субфаций амфиболитовой фации положены парагенетические ассоциации, возникающие при региональном метаморфизме песчано-глинистых пород.

Остановимся более детально на характеристике парагенезисов силлиманит-альмандиновой субфации для пород, пересыщенных кремнеземом. Парагенезисы данной субфации наиболее полно изучены для Шотландского нагорья.

I. Силлиманит + альмандин + плагиоклаз + биотит + кварц.

Парагенезис отвечает силлиманит-альмандиновым сланцам или плагиогнейсам в зависимости от количества в них плагиоклаза, образовавшимся за счет регионального метаморфизма песчано-глинистых пород. Данный парагенезис очень близок по своим минеральным ассоциациям парагенезису I гранулитовой фации, от которого он отличается присутствием вместо калишпата биотита. Последний факт свидетельствует о более низкотемпературных условиях парагенезисов силлиманит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации.

II. Альмандин + плагиоклаз + роговая обманка + биотит + кварц.

Вышеуказанный парагенезис отвечает гранатовым амфиболитам, возникшим при региональном метаморфизме магматических пород основного или среднего состава (габброиды, диориты, базальты и андезиты).

III. Диопсид + плагиоклаз + роговая обманка + биотит + кварц.

Парагенезис отвечает пироксеновым амфиболитам, образовавшимся также за счет регионального метаморфизма магматических пород основного и среднего состава.

IV. Диопсид + плагиоклаз + гроссуляр + кварц.

В данном парагенезисе тоже отсутствует биотит, так как в известковых породах, за счет которых он возникает, не хватает железа, магния и глинозема для его образования. Эти метаморфические породы называются в зависимости от соотношения минералов, входящих в их состав, гроссуляр-диопсид-плагиоклазовыми или плагиоклаз-гроссуляр-диопсидовыми.

V. Диопсид + гроссуляр + волластонит + кварц.

Данный парагенезис также отвечает волластонит-диопсид-гроссуляровым или гроссуляр-диопсид-волластонитовым породам, образовавшимся при региональном метаморфизме карбонатных осадков.

Парагенезисы II и III являются ведущими для амфиболитовой фации в целом, а парагенезис I отвечает за силлиманит-альмандиновую субфацию.

Минералы амфиболитовой фации благодаря широкому интервалу температур резко варьируют по составу. Так, для глав-

ных минералов амфиболитов — плагиоклаза и роговой обманки — можно отметить следующие закономерности. В наиболее высокотемпературных парагенезисах наблюдается ассоциация плагиоклаза, представленного андезин-лабрадором № 48—52, и коричневой или буроватой роговой обманки с относительно высоким содержанием MgO . С понижением температуры в амфиболитах появляется ассоциация андезина № 38—42 и желто-зеленых или буровато-зеленых роговых обманок со средним коэффициентом железистости около 50 мол. %. Следует отметить, что окраска роговых обманок, как это показал В. С. Соболев [6], зависит от соотношения $FeO : F_2O_3$. Наиболее низкотемпературные парагенезисы амфиболитовой фации характеризуются наличием олигоклаз-андезина № 28—32 и сине-зеленых роговых обманок, характеризующихся высоким коэффициентом железистости и повышенной щелочностью.

Гранаты амфиболитовой фации характеризуются высоким содержанием альмандиновой составляющей, их коэффициент железистости достигает 75—80 мол. %. Кроме того, в амфиболитах часто встречаются гранат и пироксен, принадлежащие эклогитам. Они сохраняются как устойчивые реликты при процессе диафтореза эклогитов, когда за счет них образуются пироксеновые и гранатовые амфиболиты. Типоморфным аксессуарным минералом пород амфиболитовой фации является титанит.

Для нанесения минералов на диаграмму ACF амфиболитовой фации напомним их формулы в окислах: $Al_2O_3 \cdot SiO_2$ — силлиманит; $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ — анортит; $3(Mg, Fe)O \cdot Al_2O_3 \times 3SiO_2$ — альмандин; $3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$ — гроссуляр; $CaO \times MgO \cdot 2SiO_2$ — диопсид; $CaO \cdot SiO_2$ — волластонит; $H_2O \times Na_2O \cdot 4CaO \cdot 8(Mg, Fe)O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 12SiO_2$ — роговая обманка; $2H_2O \cdot K_2O \cdot 6(Mg, Fe)O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ — биотит. Для удобства нанесения составов минералов на диаграмму ACF запишем дополнительно формулу актинолита: $H_2O \cdot 2CaO \cdot 5(Mg, Fe)O \times 8SiO_2$.

Анализ химического состава минералов показывает, что в вершине A расположится силлиманит, в вершине C — волластонит, а в вершину F не попадает ни один из минералов (рис. 78). Правда, биотиты, которые обладают переменным составом, образуют около вершины F поле, вытянутое в направлении вершины A до точки граната — альмандина. Для нанесения гранатов стороны треугольника ACF надо делить на четыре части, и тогда альмандин расположится на стороне AF ближе к вершине F , а гроссуляр — на стороне AC ближе к вершине C . Точка диопсида находится посередине стороны FC .

Сложнее всего нанесение на диаграмму роговых обманок, которые обладают переменным составом. Для удобства построения вначале следует нанести актинолит, для чего нижнюю сторону треугольника FC надо разделить на семь частей и отложить две части от вершины F . Это и будет точка актинолита

(см. рис. 78). Далее нанесем состав роговой обманки согласно вышеприведенной формуле. Для этого разделим каждую сторону на 15 частей, отложим четыре части от стороны, противоположной вершине C ($4CaO$), и проведем вспомогательную прямую, параллельную стороне AF . Затем отложим три части от стороны C , проведем параллельную ей прямую ($3Al_2O_3$) и, наконец, восемь частей отложим от стороны, противоположной вершине F ($8(Mg, Fe)O$), и проведем прямую, параллельную стороне AC . Все вспомогательные прямые пересекутся в одной точке, которая будет отвечать вышеприведенному составу роговой обманки. Если же теперь соединим точку актинолита с точкой роговой обманки, то получим поле роговых обманок переменного состава (см. рис 78).

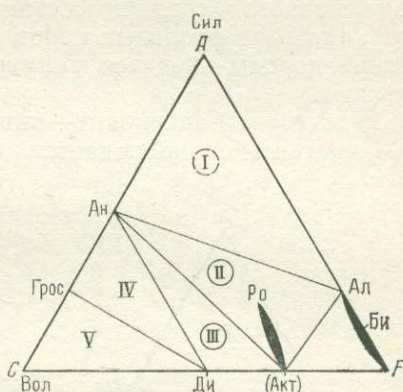


Рис. 78. Диаграмма ACF для силлиманит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации (с избытком кремнезема).

Сил — силлиманит, Ал — альмандин, Грос — гроссуляр, Ан — анортит, Ди — диопсид, Вол — волластонит, Акт — актинолит, Би — биотит, Ро — роговая обманка. Римские цифры обозначают парагенезисы (II и III — ведущие парагенезисы фации, I — парагенезис, отвечающий за силлиманит-альмандиновую субфацию).

Теперь остается только соединить канодами минералы согласно установленным парагенезисам — и получим пять парагенезисов силлиманит-альмандиновой субфации. В тех случаях, когда минералы обладают переменным составом, канода может быть подведена к любой точке заштрихованного поля.

Фа́ция зеленых сланцев

Породы фации зеленых сланцев широко распространены среди позднедокембрийских образований. Общепринято деление данной фации на две субфации: биотит-хлоритовую (более высокотемпературную) и мусковит-хлоритовую. Рассмотрим характеристику пяти парагенезисов мусковит-хлоритовой субфации для пород, насыщенных кремнеземом, но с недостатком K_2O .

I. Мусковит (серицит) + хлоритоид + эпидот + альбит + кварц.

II. Хлоритоид + хлорит + эпидот + альбит + кварц.

Оба парагенезиса отвечают филлитам и серицит-хлоритовым сланцам, образовавшимся за счет глинисто-песчаных осадков. Часто оба парагенезиса объединяются в один, так как все минералы встречаются совместно.

III. Хлорит + эпидот + актинолит + альбит + кварц.

Данный парагенезис отвечает зеленым сланцам и является ведущим для описываемой фации. Зеленые сланцы возникают в результате регионального метаморфизма магматических пород основного и среднего состава, как лав (андезитов и базальтов), так и интрузивных пород (габброидов и диоритов). В название породы вводятся наименования минералов, которые ее слагают.

IV. Хлорит + актинолит + тальк + альбит + кварц.

Парагенезис наблюдается в хлоритовых, актинолитовых, тальковых и других сланцах, возникающих при региональном метаморфизме высокомагнезиальных ультраосновных пород. Альбит и кварц являются возможными дополнительными фазами.

V. Актинолит + эпидот + кальцит + альбит + кварц.

Парагенезис типичен для карбонатных сланцев, образующихся при региональном метаморфизме загрязненных различными примесями известковых пород. В этом случае альбит и кварц могут возникнуть за счет первичного обломочного материала, присутствующего в породе. Названия карбонатным сланцам даются по ведущим минералам, которые в них присутствуют, как обычно, с учетом их количественных соотношений.

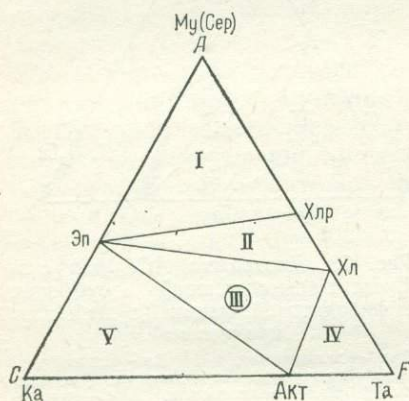


Рис. 79. Диаграмма *ACF* для мусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев.

Му — мусковит, Сер — серицит, Хлр — хлоритоид, Хл — хлорит, Эп — эпидот, Та — тальк, Акт — актинолит, Ка — кальцит. Римские цифры обозначают парагенезисы (III — ведущий парагенезис фации).

Все главные минералы фации зеленых сланцев содержат в своем составе гидроксильную группу, что вообще свидетельствует о низких температурах их образования. Это также подтверждается наличием реликтовых структур в метаморфических породах фации зеленых сланцев. Последние сохраняются благодаря неравновесности процесса перекристаллизации. Вновь возникающие структуры сланцев также свидетельствуют о неравновесности химических реакций.

Для составления диаграммы *ACF* необходимо формулы главных минералов выразить в виде окислов: $\text{H}_2\text{O} \cdot \text{FeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{SiO}_2$ — хлоритоид; $2\text{H}_2\text{O} \cdot 2(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ — хлорит; $\text{H}_2\text{O} \cdot 2\text{CaO} \cdot 5(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot 8\text{SiO}_2$ — актинолит; $\text{H}_2\text{O} \cdot 4\text{CaO} \times 3(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ — эпидот; $2\text{H}_2\text{O} \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot 2(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3 \times 6\text{SiO}_2$ — мусковит; $2\text{H}_2\text{O} \cdot 3\text{MgO} \cdot 4\text{SiO}_2$ — тальк; $\text{CaO} \cdot \text{CO}_2$ — кальцит.

При нанесении минералов на треугольник ACF П. Эскола не учитывал щелочи и воду, а кремнезем выносил за диаграмму, так как фазовый треугольник отвечает породам, пересыщенным кремнеземом. Тогда в вершинах треугольника расположатся следующие минералы: в вершине A — мусковит или серицит, в вершине F — тальк, в вершине C — кальцит (рис. 79).

Для нанесения хлорита сторона AF делится на три части, и хлорит расположится на расстоянии одной части от вершины F . На середину стороны AF наносится хлоритоид, который содержит одну часть глинозема и одну часть FeO . Для нанесения эпидота сторона AC делится на семь частей, и эпидот расположится несколько ближе к вершине C ($4CaO$). Актинолит, содержащий две части CaO и пять частей $(Mg, Fe)O$, попадает на нижнюю сторону FC треугольника. Соединив минералы канонами согласно вышеописанным парагенезисам, получаем пять полей.

§ 29. ФАЦИИ ГЛУБИНОСТИ Д. С. КОРЖИНСКОГО

Д. С. Коржинский показал, что в каждом метаморфическом комплексе любая реакция с выделением углекислоты соответствует некоторой определенной температуре, а парциальное давление углекислоты пропорционально давлению нагрузки, т. е. режим углекислоты зависит от давления. С повышением внешнего давления содержание углекислоты в растворах возрастает, как это наблюдается для газированных вод. Поэтому чем больше глубина минералообразования, тем выше давление углекислоты в растворах. Следовательно, ряд богатых кальцием и магнием минералов подвергаются разложению с образованием карбоната.

На этом основании Д. С. Коржинский разработал схему фаций глубинности для карбонатных пород. Кривые равновесия реакций с выделением углекислоты рассчитаны им на основании термодинамических данных. Следует сказать, что такая кривая для реакции $CaCO_3 + SiO_2 \rightleftharpoons CaSiO_3 + CO_2$ была рассчитана В. Гольдшмидтом (рис. 80). При давлении 40 МПа ассоциация кальцит — кремнезем исчезает при нагревании выше $700^\circ C$, а волластонитсодержащие ассоциации устойчивы только при температуре свыше $700^\circ C$. Позже эта реакция была изучена Н. Боуэном, но оба исследователя приняли слишком высокий предел для максимальной температуры, и это не позволило им сделать правильные выводы.

Исходя из термодинамического расчета некоторых реакций по формуле Нернста и из упругости диссоциации различных соединений кальция и магния Д. С. Коржинский принял максимальную температуру, отвечающую современным экспериментальным данным, и рассчитал ряд кривых. В результате он получил точки пересечения соответствующих кривых равновесия с линией максимальной температуры. Возрастание давления

затрудняет выделение газовой фазы, и поэтому температура декарбонатизации становится все выше и выше. Причем при определенных давлениях данная реакция становится невозможной даже в условиях метаморфизма при максимально допустимой температуре, что и позволило Д. С. Коржинскому выделить следующие шесть фаций глубинности:

1) ларнит-мервинитовую — при максимальной температуре метаморфизма устойчивы все безводные силикаты кальция, а также кальция и магния, начиная с ларнита (ортосиликат кальция);

2) геленит - монтичеллитовую — ларнит, спуррит и мервинит неустойчивы при самых

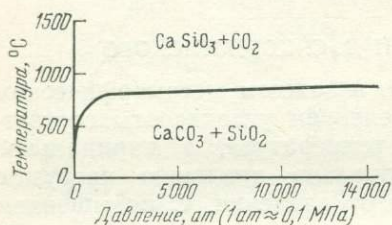


Рис. 80. Кривая зависимости «температура—давление» для реакции $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 = \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$. По В. М. Гольдшмидту.

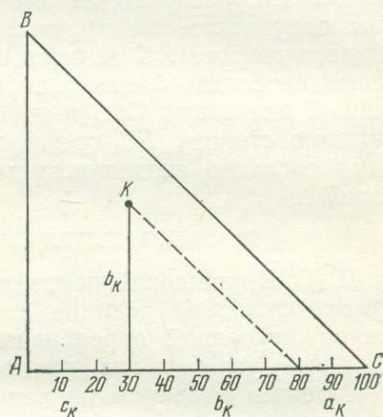


Рис. 81. Нанесение на равнокатетный прямоугольный треугольник состава породы К.

высоких температурах, но возможны еще монтичеллит и геленит;

3) периклазовую — геленит и монтичеллит уже невозможны, но при максимальной температуре метаморфизма происходит декарбонатизация доломита с образованием периклаза;

4) волластонитовую — доломит устойчив в отсутствии свободной кремнекислоты при самых высоких температурах метаморфизма, но температура еще достаточна для образования волластонита;

5) гроссуляровую — максимальная температура метаморфизма недостаточна для волластонитовой реакции и кварц устойчив с кальцитом вплоть до самых высоких температур, но еще возможен гроссуляр;

6) безгроссуляровую (алданскую) — максимальная температура метаморфизма недостаточна для образования гроссуляра.

Полученные фации глубинности подкреплены фактическим материалом, полученным при изучении докембрийских образований ряда регионов Советского Союза.

В своих более поздних работах Д. С. Коржинский объединил четвертую и пятую фации глубинности, назвав ее волластонит-гроссуляровой. Первые три фации практически отвечают приповерхностным и гипабиссальным условиям и не имеют большого практического значения. Поэтому более детально следует рассмотреть две фации глубинности: безгроссуляровую, или алданскую, и волластонит-гроссуляровую.

Для составления диаграмм «состав — парагенезис» фаций глубинности Д. С. Коржинский использует равнокатетный прямоугольный треугольник, в вершинах которого он располагает три компонента A , B и C (рис. 81). Сумма этих компонентов приравнивается к 100%. Следовательно, вершине отвечает 100% данного компонента. Для нанесения компонента K , для которого $a_K=20$, $b_K=50$ и $c_K=30$, разделим нижнюю сторону на 100 частей и отложим от вершины A — $c_K=30$, из полученной точки отложим $b_K=50$ и фактически уже нанесем компонент K . Если дальше на стороне AC отложим $b_K=50$, то оставшийся отрезок будет отвечать $a_K=20$. Это положение можно также доказать, если через точку K провести линию, параллельную стороне BC (см. рис. 81). Равнокатетный прямоугольный треугольник удобен для составления диаграмм, если его строить на миллиметровой бумаге.

Безгроссуляровая фация

Парагенезисы безгроссуляровой фации глубинности были установлены Д. С. Коржинским на примере изучения карбонатных пород раннего докембрия Алдана, поэтому фация и имеет второе название «алданская». Здесь в карбонатных породах с недостатком кремнезема были установлены следующие пять парагенетических ассоциаций.

- I. Форстерит + доломит + шпинель + кальцит.
- II. Диопсид + форстерит + шпинель + кальцит.
- III. Диопсид + плагиоклаз + шпинель + кальцит.
- IV. Диопсид + плагиоклаз + кварц + кальцит.
- V. Плагиоклаз + шпинель + корунд + кальцит.

Пятый парагенезис в карбонатных породах Алдана не наблюдается и был установлен Д. С. Коржинским по аналогии с другими регионами.

Для того чтобы разобраться в поведении отдельных компонентов и разделении их на группы, выпишем химические формулы перечисленных минералов: $2MgO \cdot SiO_2$ — форстерит; $CaO \cdot MgO \cdot 2SiO_2$ — диопсид; $MgO \cdot CaO \cdot 2CO_2$ — доломит; $CaO \cdot CO_2$ — кальцит; $MgO \cdot Al_2O_3$ — шпинель; Al_2O_3 — корунд; $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ — анортит; $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ — альбит; SiO_2 — кварц.

Таким образом, в метаморфических реакциях данной фации участвуют следующие окислы: CO_2 , CaO , MgO , Al_2O_3 , SiO_2 ,

Na_2O . Применяя учение Д. С. Коржинского о дифференциальной подвижности компонентов и их значении при фациальном анализе, нужно учитывать следующее:

— компонент CO_2 является подвижным, и его содержание при метаморфических реакциях обусловлено концентрацией в циркулирующих растворах. Следовательно, этот компонент не отвечает за парагенезисы;

— компонент CaO присутствует в каждом парагенезисе, давая дополнительную фазу в виде кальцита, следовательно, он является избыточным или насыщенным компонентом и должен быть вынесен за диаграмму «состав — парагенезис»;

— компонент Na_2O присутствует всего в одном минерале, т. е. в одной фазе, и поэтому для данных парагенезисических ассоциаций является компонентом-примесью и им можно пренебречь;

— три компонента (MgO , Al_2O_3 и SiO_2) являются инертными и, следовательно, отвечают за данные парагенезисы.

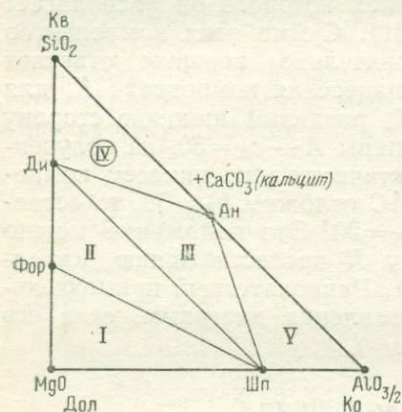


Рис. 82. Диаграмма «состава — парагенезис» для безгроссуляровой фации глубинности Д. С. Коржинского.

Кв — кварц, Ди — диопсид, Фор — форстерит, Дол — доломит, Шп — шпинель, Ко — корунд, Ан — анортит. Римские цифры обозначают парагенезисы (IV — парагенезис отвечает за алданскую фацию глубинности).

формулам. В вершине MgO расположится доломит, так как компонент CaO вынесен за диаграмму, а CO_2 — является подвижным компонентом. В вершине SiO_2 поместится кварц, а в вершине $\text{AlO}_{3/2}$ — корунд. Форстерит и диопсид разместятся на стороне $\text{MgO}—\text{SiO}_2$, если поделить эту сторону на три части. При этом в формуле диопсида не следует учитывать CaO . При нанесении шпинели на сторону $\text{MgO}—\text{AlO}_{3/2}$ нужно удвоить количество $\text{AlO}_{3/2}$, так как в формуле шпинели присутствует Al_2O_3 и, следовательно, сторона делится на три части. Точка шпинели будет приближена к вершине $\text{AlO}_{3/2}$. При нанесении анортита следует считать, что в его формуле присутствуют две части SiO_2 и две части $\text{AlO}_{3/2}$, так как, удвоив $\text{AlO}_{3/2} \times 2 = \text{Al}_2\text{O}_3$, получим целую молекулу Al_2O_3 , которая присутствует в формуле анортита. В результате соединения минералов канодами

получаем поля-треугольники, отвечающие установленным парагенетическим ассоциациям.

Насыщающий компонент CaO , дающий самостоятельную фазу кальцита, выносится за диаграмму в виде $(+\text{CaCO}_3)$ (см. рис. 82). Теперь следует отметить парагенезис, отвечающий за данную фацию. Таким парагенезисом является парагенезис IV, в котором одновременно присутствуют кварц и кальцит, не вступающие в реакцию и указывающие на высокое парциальное давление углекислоты.

Проведенные каноды указывают не только на равновесные ассоциации, но и разделяют запрещенные парагенезисы, что было рассмотрено выше при анализе фаций регионального метаморфизма. По термодинамическим условиям алданская фация глубинности наиболее близка к гранулитовой фации, где парагенезис IV показывает одновременно сосуществование кварца и кальцита.

Волластонит-гроссуляровая фация

Парагенезисы волластонит-гроссуляровой фации глубинности установлены как во многих районах Советского Союза, так и за рубежом. По данным Д. С. Коржинского, для данной фации глубинности типичны следующие пять парагенетических ассоциаций.

I. Форстерит + доломит + шпинель + кальцит.

II. Диопсид + форстерит + шпинель + кальцит.

III. Диопсид + плагиоклаз + шпинель + кальцит.

IV а. Диопсид + плагиоклаз + гроссуляр + кальцит.

IV б. Диопсид + гроссуляр + волластонит + кальцит.

V. Плагиоклаз + шпинель + корунд + кальцит.

Сопоставляя вышеприведенные парагенезисы с парагенезисами алданской фации, можно видеть, что парагенезисы I, II, III и V у них полностью аналогичны и отличаются лишь парагенезисы IV. Поэтому для волластонит-гроссуляровой фации введем два парагенезиса IVа и IVб, которые отвечают за данную фацию. Далее для составления диаграммы «состав — парагенезис» надо выписать химические формулы минералов: $2\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$ — форстерит; $\text{MgO} \cdot \text{CaO} \cdot 2\text{SiO}_2$ — диопсид; $\text{MgO} \times \text{CaO} \cdot 2\text{CO}_2$ — доломит; $\text{CaO} \cdot \text{CO}_2$ — кальцит; $\text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ — шпинель; Al_2O_3 — корунд; $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ — анортит; $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ — альбит; $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$ — гроссуляр; $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ — волластонит.

Проанализировав приведенные парагенезисы, следует отметить, что как и в случае безгроссуляровой фации, инертными компонентами, отвечающими за данную фацию глубинности, являются MgO , Al_2O_3 и SiO_2 . Следовательно, в вершинах треугольника здесь располагаются те же три компонента — MgO ,

SiO_2 и $\text{AlO}_{3/2}$ (рис. 83). Далее на диаграмму наносятся минералы-фазы согласно их химическим формулам. Поскольку нанесение на диаграмму большинства минералов было детально рассмотрено ранее, при описании диаграммы безгроссуляровой фации, то следует остановиться лишь на нанесении новых минералов, типичных для данной фации. Так, в вершине SiO_2 расположится волластонит, поскольку окись кальция CaO , входящая в химическую формулу данного минерала, должна быть вынесена за диаграмму как насыщающий компонент. Гроссуляр разместится на стороне SiO_2 — $\text{AlO}_{3/2}$, так как компонент CaO опять-таки выносится за скобки. Учитывая, что в формуле гроссуляра имеются три части 3SiO_2 и одна Al_2O_3 , сторону следует делить на пять частей, так как в вершине диаграммы взята половина окиси алюминия. Следовательно, в формуле гроссуляра имеются 3SiO_2 и $2\text{Al}_2\text{O}_{3/2}$. На диаграмме точка гроссуляра разместится ближе к вершине SiO_2 .

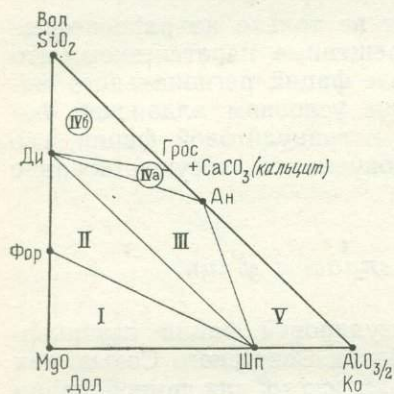


Рис. 83. Диаграмма «состав—парагенезис» для волластонит-гроссуляровой фации глубинности Д. С. Коржинского.

Вол — волластонит, Грос — гроссуляр, Ди — диопсид, Фор — форстерит, Дол — доломит, Шп — шпинель, Ко — корунд, Ан — анортит. Римские цифры обозначают парагенезисы (парагенезисы IVa и IVb отвечают за волластонит-гроссуляровую фацию глубинности).

условиям к амфиболитовой фации П. Эскола: парагенезисы IV и V амфиболитовой фации, по П. Эскола, полностью совпадают с парагенезисами IVa и IVb волластонит-гроссуляровой фации глубинности, по Д. С. Коржинскому.

Глава VII

УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМ (ИНЪЕКЦИОННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ, МИГМАТИЗАЦИЯ, ГРАНИТИЗАЦИЯ)

Среди образований раннего докембрия широко распространены породы разного генезиса, т. е. часто они представлены чередованием горизонтов, полос, линз метаморфических пород и пород гранитного состава (мигматиты, гнейсы). Последние чаще всего отвечают по составу лейкократовым гранитам или

аплитам, а иногда и гранодиоритам. Первоначально предполагалось, что эти породы образуются в результате инъекции гранитоидной магмы в метаморфические породы, откуда и возник термин «инъекционный метаморфизм». Считалось, что метаморфические породы инъецирует гранитоидная магма, проникая по сланцеватости или по другим ослабленным зонам.

Согласно второй точке зрения на генезис мигматитов и гнейсов, они образовались в результате дифференциального плавления, которое различные авторы называют по-разному — ультраметаморфизм, анатексис, палингенез. Термин «анатексис» употребляется в случаях, когда переплавление происходит на месте и носит локальный характер. Если же переплавление захватывает большие объемы пород, т. е. имеет региональный характер, следует применять термин «палингенез». Что же касается термина «ультраметаморфизм», то он применяется для характеристики перекрещивающихся явлений метаморфизма и магматизма, наблюдающихся в глубинных зонах земной коры.

За последние годы возникла теория метасоматического генезиса мигматитов и гнейсов, которая рассматривает эти породы как результат начальной стадии общего процесса гранитизации.

Наиболее распространенные типы этих пород — послойные мигматиты, птигматиты и агматиты.

Послойные мигматиты, или мигматиты «lit par lit» (по-франц. — послойно), — это породы, в которых гранитный материал образует тонкие прожилки по сланцеватости метаморфических горных пород. В зависимости от генезиса послойные мигматиты подразделяются на артериты (термин Седерхольма), в которых гранитный материал инъецирован по сланцеватости метаморфических пород, и вениты (термин Холмквиста), гранитный материал которых возник на месте в результате избирательного плавления. Послойные мигматиты часто обладают линзовидно-полосчатой текстурой, иногда в них наблюдается очковая текстура, причем очки обычно сложены крупными порфиробластами калишпата, реже плагиоклаза и соединены узкими кварц-полевошпатовыми прожилками.

Вторую группу мигматитов образуют птигматиты — породы, обладающие микроплойчатой текстурой; гранитный материал распределен в складках неравномерно: как правило, гранитные прожилки утолщены в ядрах антиклинальных и синклинальных складок и выжаты на крыльях. Птигматитовая складчатость носит изоклинный характер.

И, наконец, третью группу образуют мигматиты брекчиевидного сложения, так называемые агматиты, в них благодаря различной компетентности отдельные горизонты более плотных пород будинируются, т. е. растаскиваются при складчатости на отдельные линзы — будины, пространство между которыми заполняется гранитным материалом. Н. Г. Судовиковым (1964 г.) описаны для Северной Карелии прекрасные примеры будинажа

горизонтов амфиболитов среди слюдяных сланцев. Одновременно с будинажем происходит более тонкое дробление горизонтов амфиболитов, как более плотных пород, на отдельные остроугольные глыбы и обломки. Последние цементируются гранитоидным материалом. В результате всех этих процессов и формируются агматиты.

Следует отметить, что группа мигматитов включает гораздо больше, чем описанные три типа пород; они детально описаны



Рис. 84. Симплектитовые сростания моноклинового пироксена и граната с плагиоклазом и коричневой роговой обманкой. Кокчетавский массив, Центральный Казахстан. Ув. 46; николи +.

и классифицированы К. А. Шуркиным [43].

Как было отмечено выше, мигматиты, по-видимому, образуются под воздействием гранитизации, поэтому необходимо более детально рассмотреть процесс гранитизации и его связь с региональным метаморфизмом.

Гранитизация — это процесс образования гранитов за счет горных пород различного состава причем все преобразования происходят в твердой среде при наличии водных растворов, но без перехода в расплав. При гранитизации в горные породы привносятся циркулирующими растворами окислы Na_2O , K_2O и SiO_2 и одновременно выносятся окислы CaO , MgO и FeO . В процессе гранитизации различают три стадии: 1) раннюю щелочную, 2) кислотную, 3) позднюю щелочную [14].

В щелочную стадию при процессе гранитизации в исходных регионально-метаморфизованных породах происходят разрушение цветных силикатов и силикатов алюминия с замещением их полевыми шпатами, а также раскисление реликтов плагиоклаза кристаллических сланцев с последующим его замещением калиевым полевым шпатом. При замещении цветных минералов плагиоклазом на начальной стадии часто образуются «рамочки» плагиоклаза, описанные Н. Г. Судовиковым [32]. Широкое раз-



Рис. 85. Псевдоморфоза агрегата зерен плагиоклаза в симплектитовом срастании с коричневой роговой обманкой по гранату. Кокчетавский массив, Центральный Казахстан. Ув. 90; при одном никеле.

витие получают симплектитовые срастания плагиоклаза с роговой обманкой или биотитом, развивающиеся по зернам моноклинного пироксена (рис. 84). Часто цветные силикаты замещаются плагиоклазом в виде агрегата зерен, но по контуру общей псевдоморфозы всегда удается установить форму замещенного кристалла (рис. 85).

Иногда внутри такой псевдоморфозы сохраняются реликтовые зерна замещаемого минерала. Если плагиоклаз развивается в полных псевдоморфозах, то его идиобласты сохраняют грани замещенного кристалла. Так, в слюдяных сланцах докембрия Улутавского массива (Центральный Казахстан) имеются полные псевдоморфозы плагиоклаза по идиобластам граната, сохранившим грани додекаэдра.

Таким образом, для начальной стадии щелочного метасоматоза в структурном отношении характерны коррозионные структуры, симплектитовые образования, псевдоморфозы плагиоклаза по цветным минералам и силикатам алюминия.

Более позднее образование при щелочном метасоматозе калиевого полевого шпата, чем плагиоклаза, Д. С. Коржинский [14] объясняет следующим образом. Несмотря на то что оба щелочных металла привносятся в горные породы одновременно, на начальных стадиях процесса калий является более активным элементом и его энергия идет целиком на разрушение решеток замещаемых полевыми шпатами минералов. Поэтому на начальных стадиях щелочного метасоматоза калиевый полевой шпат не образуется и происходит процесс плагиоклазации, который формирует плагиогнейсы. При появлении калиевого полевого шпата в гранитизированных породах наблюдаются все стадии процесса замещения плагиоклаза последним. Калиевый полевой шпат чаще всего представлен промежуточным микроклином с неясно выраженной решеткой, распределенной пятнами. Иногда наблюдается тонкорешетчатый микроклин. На первых этапах замещения плагиоклаза микроклином последний образует вроски в плагиоклазе в виде антипертитов. На самом деле эти вроски носят коррозионный характер и поэтому их принято называть псевдоантипертитами.

Следующая стадия замещения плагиоклаза калиевым полевым шпатом характеризуется усилением коррозии плагиоклаза; внутри кристалла микроклина сохраняются лишь отдельные реликты плагиоклаза и образуется большое количество псевдопертитов. Псевдопертиты и реликты корродированных зерен плагиоклаза имеют общую оптическую ориентировку, причем отдельные псевдопертиты еще соединены узкими ленточками с реликтовым зерном плагиоклаза.

На конечной стадии замещения плагиоклаза калишпатом в последнем лишь сохраняются псевдопертиты плагиоклаза. Характерной особенностью псевдопертитов является то, что они часто сложены средним плагиоклазом — андезином, а в некоторых случаях имеют и более основной состав, тогда как настоящие пертиты распада или замещения, наблюдающиеся в калиевых полевых шпатах магматических пород, всегда отвечают по составу альбиту первых номеров. При развитии процесса гранитизации в кристаллических сланцах наблюдается интенсивный порфиروبластез полевых шпатов. Отдельные порфиробласты плагиоклаза, а чаще калиевого полевого шпата растут не только за счет одного зерна или крупного идиобласта, но и за счет основной ткани сланца. Очень часто реликтовые включения зерен из основной ткани сланца сохраняются внутри порфиробластов микроклина. Таким образом, возникают микроклиновые гнейсы, часто обладающие порфиробластовой структурой и очковой текстурой.

Следующая стадия гранитизации носит ярко выраженный кислотный характер, для нее свойствен привнос кремнезема, который отлагается в виде кварца. Кислотная стадия часто бывает отделена от предыдущей щелочной стадии дислокационными процессами, которые вызывают катаклиз в породах. И поэтому кварц часто образует сеть прожилков, корродирующих и цементирующих как реликтовые минералы, так и вновь образованные

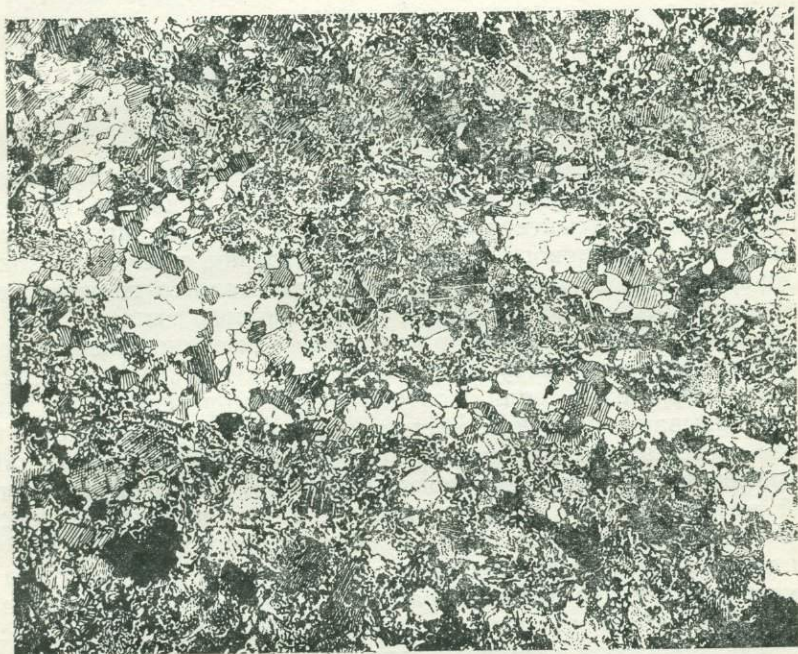


Рис. 86. Линзовидные прожилки кварца в гнейсе. Кокчетавский массив, Центральный Казахстан. Ув. 20; николи +.

полевые шпаты (рис. 86). В большинстве случаев кварц образует линзовидные прожилки, ориентированные по сланцеватости исходных кристаллических сланцев. Широко развиты коррозионные структуры и структуры замещения кварцем уцелевших реликтов цветных силикатов.

В кислотную стадию происходит также выщелачивание ряда минералов с последующим их перетолжением в позднюю щелочную стадию, или стадию осаждения [7] при нейтрализации циркулирующих растворов. Например, очень характерны выщелачивание силлиманита из силлиманитсодержащих гнейсов и осаждение его в соседних основных горизонтах, представленных пироксен-плаггиоклазовыми породами [36]. Этот факт объясня-

ется инертностью глинозема, благодаря чему он сразу выпадает при нейтрализации растворов, попадающих в основную среду.

В стадию осаждения все вынесенные компоненты начинают выпадать из нейтральных растворов и образуют сеть прожилков, а иногда распределяются по всей массе гранитизированных пород. В это время происходит отложение следующих минералов: магнетита, железистого биотита, марганцевистого граната или чистого альмандина, щелочных амфиболов, минералов группы эпидота и, наконец, карбонатов.

Глава VIII

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Под контактовым метаморфизмом принято понимать изменение любой исходной горной породы вследствие ее нагрева внедряющимся магматическим расплавом, которое проявляется только в зоне теплового воздействия интрузии, т. е. четко локализовано вдоль ее контакта. В этом заключается главная геологическая особенность метаморфизма данного типа.

Данное выше определение контактового метаморфизма предполагает, что интрузирующая магма служит в данном случае только источником тепла, поэтому и метаморфизм этого типа часто называют контактово-термальным. Такая трактовка процесса долгое время принималась геологами без оговорок, однако современные исследования показывают, что тепловой контактовый метаморфизм в чистом виде (т. е. без привноса вещества) — явление не столь частое: обычно порода, изменяясь на контакте с интрузией, подвергается не только разогреву, но и в какой-то степени также обработке растворами, приносящими с собой вещество из интрузивного тела. В этих случаях, по существу, действуют совместно два типа метаморфизма: собственно контактовый (тепловой, без привноса вещества) и пневматолито-гидротермальный (сопровождающийся привносом вещества и, следовательно, метасоматозом). Таким образом, в приконтактных зонах интрузий два указанных явления нередко сопутствуют друг другу, однако в геологической практике важно всегда разграничивать продукты того и другого типа метаморфизма. В связи с этим для более четкого понимания особенностей контактово-метаморфических пород нами рассматриваются те из них, которые не обнаруживают явных признаков пневматолито-гидротермальных изменений.

§ 30. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Изменения, которым подверглись различные породы под воздействием тепла внедрявшегося магматического расплава, привели к образованию пород с иной структурой и часто с иным

минеральным составом. Наиболее распространенные продукты такого метаморфизма получили название роговиков, поэтому и сам процесс в геологической практике часто называют ороговикованием.

Если тот или иной интрузивный массив вскрыт эрозией, то мы можем наблюдать окаймляющую его зону ороговикования,

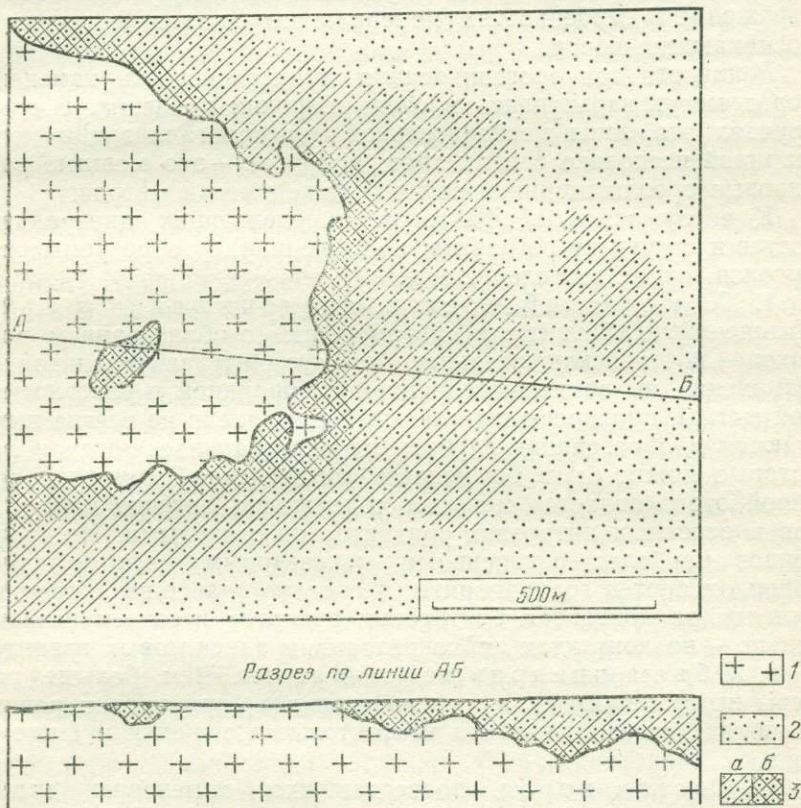


Рис. 87. Схема строения контактового ореола массива гранитоидов.
 1 — гранодиориты; 2 — песчано-глинистые отложения вмещающей толщи; 3 — продукты контактового метаморфизма, условно разделенные на две зоны: а — биотитовые роговики с андалузитом, б — биотитовые роговики с силлиманитом.

иначе называемую ореолом контактовых изменений (рис. 87). Роговики имеют резкий контакт с интрузией, но связаны постепенным переходом с неизменными породами, поскольку интенсивность контактовых изменений убывает с удалением от интрузии очень постепенно.

Контактные изменения пород могут проходить в очень широком интервале физических условий. Так, температуры, при

которых возможен такой процесс, колеблются от 150—200 до 700—800 °С (выше начинается уже плавление пород). Вторым важным фактором метаморфизма — давление. Оно обусловлено в основном нагрузкой вышележащих толщ и отчасти давлением внедряющейся магмы, как крайний случай, близко к атмосферному, но на значительных глубинах достигает 2000—2500 бар. Естественно, что конкретные условия метаморфизма находят отражение в особенностях минерального состава и структуры возникающих пород.

Мощность зон ороговикования и интенсивность изменения пород могут варьировать в очень широких пределах. В одних случаях это зоны незначительной перекристаллизации пород шириной несколько сантиметров, в других — это мощные роговиковые ореолы шириной сотни и даже тысячи метров.

К числу основных факторов, определяющих минеральный состав и структуру роговиков, а также ширину образуемых ими ореолов, относятся следующие.

1. Химический состав внедрившейся магмы. Интенсивный контактовый метаморфизм с образованием роговиков — почти исключительное свойство интрузий гранитоидов. Изменения, вызванные внедрением габброидной и ультраосновной магмы, проявлены гораздо слабее и далеко не всегда выражаются в образовании глубоко перекристаллизованных пород, которые можно было бы назвать роговиками. Возможной причиной этого является меньшее содержание летучих компонентов в основных интрузиях сравнительно с кислыми. Из гранитоидов наиболее интенсивным контактовым метаморфизмом сопровождаются гранодиориты, несколько слабее выражены изменения на контактах биотитовых гранитов и совсем незначительно — на контактах лейкократовых и аляскитовых гранитов.

2. Объем внедрившейся магмы. Чем больше размеры интрузивного тела, тем интенсивнее (при прочих равных условиях) связанные с ним контактовые изменения и шире их зона.

3. Состав пород, подвергавшихся изменению, сильно влияет на результат процесса ороговикования. Известны породы, в которых контактовый метаморфизм проявляется наиболее интенсивно: карбонатные отложения типа известняков, мергелей и т. п. Резко проявляются контактовые изменения в глинистых отложениях, однако гораздо труднее поддаются контактовому воздействию кварцевые песчаники с кремнистым цементом, кислые эффузивы, граниты и некоторые другие породы. Там, где ороговикованием подвергаются переслаивающиеся осадочные породы различного состава, можно наблюдать картину интенсивного избирательного изменения тех пород, которые имеют наиболее благоприятный для этого состав.

Играет роль и такой фактор, как предшествующий метаморфизм (в основном региональный), в результате которого неко-

торые породы бывают сильно изменены еще до того, как они подверглись контактовому воздействию.

4. Глубина, на которой проходит процесс контактового метаморфизма, прямо влияет на его интенсивность. Дело в том, что давление, возрастая с глубиной, способствует более глубокой перекристаллизации изменяемого вещества. Кроме того, при большей глубине формирования массива уменьшается скорость его охлаждения, что делает тепловое воздействие интрузии продолжительнее и изменение пород более глубоким. В целом же следует отметить, что контактовый метаморфизм — процесс умеренных глубин, измеряемых первыми километрами. На более значительных глубинах все большую роль приобретает метаморфизм инъекционного типа.

5. Строение вмещающей интрузию толщи влияет на масштабы контактово-метаморфического процесса, поскольку ее теплопроводность зависит от таких структурных черт, как слоистость, трещиноватость, характер складчатых и разрывных нарушений. В частности, интенсивная трещиноватость способствует проникновению в измененные породы горячих растворов из внедряющихся интрузий, что вызывает более глубокое изменение этих пород. Таким образом, тектонические деформации, которым вмещающие интрузию отложения подверглись до ее внедрения, служат своего рода подготовкой к контактово-метаморфическим преобразованиям пород.

6. Форма и крутизна наклона контактовой поверхности. При пологом наклоне кровли массива интенсивность рооговикования оказывается в ряде случаев большей, чем на участках, где контактовая поверхность имеет крутое падение.

Изучая геологические особенности контактовых ореолов, следует иметь в виду, что ширина их, наблюдаемая в плане и отражаемая на геологических картах, зависит также от геометрических причин: от крутизны наклона контактовой поверхности и от того, как она срезана современным рельефом. Как следствие, очень широкие поля рооговиков вокруг некоторых массивов в большинстве случаев не показатель истинной мощности экзоконтактовых изменений, а признак того, что кровля массива имеет здесь очень пологий наклон и что на небольшой глубине под этими полями находятся еще не вскрытые части интрузивного тела (см. рис. 87).

§ 31. ОБЩИЕ СВОЙСТВА РОГОВИКОВ

При всем разнообразии петрографических типов рооговиков у них есть ряд общих особенностей, обусловленных одинаковым способом образования.

Роговики — это, как правило, плотные и крепкие породы, благодаря чему при выветривании и эрозии они нередко образуют положительные формы рельефа. В некоторых случаях они

образуют в рельефе замкнутые цепи холмов, огибающих поля более глубокоэродированных гранитоидов.

Плотное сложение роговиков хорошо заметно и при изучении обнажений: часто они дают при раскалывании звонкую щебенку, имеющую полураковистый, как у фарфора, излом и режущие края.

Текстура роговиков может быть как однородной (массивной), так и пятнистой (в случае неравномерного, кучного распределения минералов, образовавшихся при метаморфизме).

Иногда встречаются так называемые сланцеватые роговики. В таких породах, чаще называемых роговиковыми сланцами, под микроскопом наблюдается взаимно параллельная ориентировка вытянутых минеральных выделений. Наиболее четко она выражена у пластинок биотита, иногда бывает заметна у кристаллов роговой обманки, изредка наблюдается у зерен кварца. Такая сланцеватость обычно является унаследованной и присутствует тогда, когда контактовому воздействию подвергались сланцы, сформировавшиеся еще до внедрения данной интрузии при региональном или динамическом метаморфизме.

В зависимости от состава первичных пород роговики могут иметь самый различный цвет; от белого до темного зеленовато-серого и черного. Некоторые разности их, образовавшиеся по глинистым породам, несколько напоминают в изломе вещество рога, отсюда они и получили свое название. С течением времени название «роговик» стало применяться не только к продуктам изменения глинистых пород, но и ко всем породам контактового метаморфизма.

Структура роговиков, обычно тонкозернистая, обнаруживает под микроскопом характерные особенности. Зерна большинства минералов (полевые шпаты, кварц, пироксены, амфиболы, магнетит, сфен и др.) приобретают изометричные очертания, часто округлые, иногда полигональные. Очень распространено взаимное прорастание минералов, когда каждый из присутствующих в породе минералов образует включения в других, соседних минералах. Структура обладающая, указанными выше особенностями, получила название роговиковой.

Особенность контактово-метаморфических пород заключается в том, что их петрографический характер закономерно изменяется внутри роговиковых ореолов. Поскольку интенсивность контактового метаморфизма постепенно убывает с удалением от интрузии, в этом же направлении происходит смена одних минеральных ассоциаций другими вплоть до исчезновения контактово-метаморфических минералов при переходе к неизменным породам. На практике такая зональность улавливается при детальном изучении достаточно мощных роговиковых ореолов. Примеры подобного изменения исходной породы при переходе из одной температурной зоны в другую (с удалением от массива) можно видеть в табл. 52.

**Продукты изменения различных пород на контакте
с кислыми интрузиями**

Исходные породы	Продукты метаморфизма		
	Внешняя эпиконтактовая зона		Внутренняя экзо- контактовая зона
Известняки	Мраморизованные известняки и мраморы		Мраморы
Аргиллиты	Филлитизированные породы Узловатые сланцы (с биотитом, андалузитом, кордьеритом, гранатом)	Биотитовые роговики (с андалузитом, кордьеритом, гранатом, гиперстеном и магнетитом)	Биотитовые роговики (с калишпатом и силлиманитом)
Кварцевые песчаники	Кварцевые и слюдяно-кварцевые роговики		
Основные и средние эффузивы	Актинолитовые роговики (с альбитом и эпидотом)	Роговообманковые роговики (со средним плагиоклазом)	Пироксеновые роговики (с основным плагиоклазом)

§ 32. ГЛАВНЫЕ ТИПЫ КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Породы, формирующиеся под воздействием интрузий кислого состава

Продукты контактового метаморфизма карбонатных пород. Известняки, попадая в зону воздействия гранитоидных интрузий, легко подвергаются перекристаллизации (мраморизуются). Процесс этот заключается в разрастании зерен кальцита с образованием гранобластовой структуры. Так, возникают мраморизованные известняки, а при полной перекристаллизации вещества — мраморы. Последние представляют собой зернистые породы; под микроскопом это агрегат плотно сросшихся изометричных, часто полигональных зерен кальцита.

Если в известняке содержалась песчано-глинистая примесь, в перекристаллизованной массе кальцита образуются еще и силикаты. В относительно низкотемпературных условиях это будут серпентин, тальк, тремолит, актинолит и альбит; при более высоких температурах — гранат (гроссуляр), флогопит, везувин, волластонит, андезин; в наиболее высокотемпературной

обстановке появляются также основной плагиоклаз, форстерит, диопсид. В различных температурных условиях присутствует эпидот. Если содержание силикатов в контактово-перекристаллизованных известняках значительно (20—25 % и более), последние называют известково-силикатными роговиками.

Следует отметить, что при контактовом метаморфизме карбонатных пород минералы различных температур часто возникают совместно, так как метаморфизм протекает очень активно. В результате в контактовом ореоле, представленном карбонатными породами, не удастся, как правило, различить внутренние и внешние зоны.

Продукты контактового метаморфизма глинистых пород. Наиболее слабая степень контактового метаморфизма глинистых пород выражается в образовании филлитизированных пород (которое, однако, обычно не сопровождается развитием сланцеватости в породах). Глинистый материал еще сохраняется, но некоторая часть его замещается чешуйками серицита и хлорита. Несколько более высокотемпературные изменения приводят к образованию так называемых узловатых сланцев. В этих породах еще преобладает глинистое вещество, но на его фоне развиваются многочисленные мелкие (0,5—1 мм) и очень тонкоагрегатные скопления метаморфических минералов. В этих кучных агрегатах (узелках) можно встретить биотит, андалузит, кордиерит и гранат.

Узловатые сланцы, внешне мало отличающиеся от неизменных аргиллитов, переходят по мере приближения к массиву в биотитовые роговики. Типичные минералы таких роговиков: биотит, кварц, андалузит, кордиерит, гранат, гиперстен, магнетит.

Биотитовые роговики, плотные, в свежем изломе темно-серые, на выветрелой поверхности часто кажутся белыми и иногда обнаруживают полосчатость (следы слоистости первичного осадка). Под микроскопом хорошо выражена роговиковая структура, которая часто подчеркивается обилием округлых зерен магнетита. Наряду с этим обычно порфиروبластовая структура; в таких случаях на фоне основной ткани роговикового строения (с размером зерен в доли миллиметра) выделяются порфиробласты размером до нескольких миллиметров, в которых чаще всего представлены пластинки биотита (рис. 88), призматические кристаллы андалузита или зерна граната. Такие порфиробласты нередко обнаруживают пойкилобластовое строение: они включают в себя многочисленные округлые вроски других минералов (кварц, магнетит).

Продукты контактового метаморфизма песчаников. Кварцевые песчаники в результате контактового метаморфизма превращаются в роговики существенно кварцевого состава. В условиях относительно невысоких температур, в частности во

внешней зоне контактового ореола, роговикование бывает неполным: зерна кварца обрастают кварцевой каймой за счет вещества цемента, который, однако, в некотором количестве еще сохраняется. Дальнейшее развитие процесса приводит к полной перекристаллизации породы с образованием роговиковой структуры.

Роговики несколько различаются в зависимости от состава цемента в исходном песчанике. Из песчаников с кремнистым

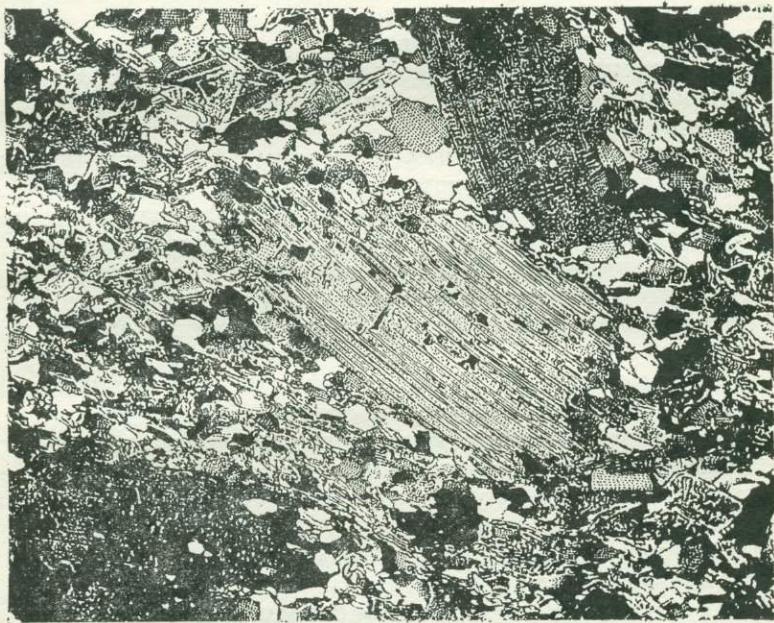


Рис. 88. Порфиробласты биотита в биотитовом роговике. Ув. 30; николи +.

цементом возникают кварцевые роговики, представляющие собой сплошной гранобластовый агрегат кварца. Если цемент был глинистый, в роговиках развиваются минералы, богатые окисью алюминия. Так формируются слюдяно-кварцевые (обычно биотитовые) роговики, иногда содержащие андалузит, кордиерит, силлиманит. Поскольку между песчаниками и глинистыми сланцами наблюдаются все переходные разновидности, между их роговиками также можно проследить постепенный переход, через разновидность, одинаково богатую как кварцем, так и высокоглиноземистыми минералами (слюда, андалузит, силлиманит и т. п.).

Аркозовые песчаники превращаются при контактовом метаморфизме в слюдяно-кварцевые или в полевошпато-кварцевые роговики.

Продукты контактового метаморфизма основных и средних эффузивов. Вулканические породы андезитового и базальтового состава во внешних, относительно низкотемпературных зонах роговиковых ореолов превращаются в альбит-актинолитовые роговики, в состав которых входят эпидот, магнетит и нередко сфен.

Ближе к контакту массива за счет тех же исходных пород образуются роговообманковые роговики, состоящие из обыкновенной роговой обманки, среднего плагиоклаза, эпидота, часто граната и магнетита.

В наиболее высокотемпературных условиях близ контакта массива формируются пироксеновые роговики с составом: основной плагиоклаз, диопсид (иногда гиперстен), гранат, магнетит.

Все роговики по основным и средним эффузивам представляют собой темные зеленовато-серые породы, обладающие большой плотностью, крепостью и вязкостью. Структура их часто порфиробластовая, обусловленная присутствием более крупных выделений актинолита или роговой обманки в главной ткани роговикового строения. Порфиробласты нередко ситовидные благодаря присутствию в них обильных вростков других минералов.

Продукты контактового метаморфизма интрузивных пород основного и среднего состава. Массивы габбро и диоритов, попадающие в пределы контактовых ореолов гранитоидных интрузий, обычно изменяются неравномерно: более интенсивное роговикообразование нередко происходит в пределах зон тектонических нарушений.

В условиях относительно невысоких температур образуются эпидот и пренит (по основному плагиоклазу) и актинолит (по пироксену и роговой обманке). В основном эти вторичные минералы наблюдаются в виде псевдоморфоз по соответствующим первичным. Предполагается, что изменения такого рода не являются чисто контактовыми и имеют связь с гидротермальным воздействием гранитоидов.

При высоких температурах контактового метаморфизма за счет габброидов образуются породы, состоящие из основного плагиоклаза и пироксенов. Низкотемпературные минералы здесь исчезают, и в породах восстанавливается первичный комплекс минералов, однако бластовая роговиковая структура позволяет отличать эти породы от первичных габброидов.

Продукты контактового метаморфизма кислых магматических пород. Породы этой группы изменяются в зонах контактового воздействия гранитоидных интрузий сравнительно слабо. В них обычно не происходит изменений минерального состава, однако главные минералы (кварц, калишпат, кислый плагиоклаз) могут испытывать перекристаллизацию с образованием роговиковой структуры.

Породы, формирующиеся под воздействием интрузий основного состава

Как уже указывалось выше, контактовые изменения, связанные с габброидными интрузиями, весьма незначительны, в основном они выражены в образовании несколько перекристаллизованных пород, обогащенных альбитом и хлоритом.

При изменении глинистых пород возникают спилзиты — альбитовые узловатые сланцы, а также адинолы — породы, состоящие из хлорита, альбита, серицита, кварца и кальцита.

§ 33. ПОНЯТИЕ О ФАЦИЯХ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА

Из приведенных описаний роговиков можно видеть, что их минеральный состав изменяется по мере приближения к интрузивному телу вполне закономерно и, следовательно, отражает условия формирования этих пород, прежде всего температуру процесса. Это позволяет применить к роговикам методику фациального анализа, т. е. определить парагенезисы минералов, типоморфные для определенных условий ороговикования. По Ф. Тернеру [33], главные особенности фаций контактового метаморфизма таковы:

а. Альбит-эпидот-роговиковая фация

Характерны также хлорит, серицит, актинолит, тальк. Температура процесса 300—500 °С. Структура роговиков часто неравновесная, гетеробластовая, нередко реликты первичных структур.

б. Роговообманково-роговиковая фация

Характерны также плагиоклаз, мусковит, биотит, андалузит, кордиерит. Температура 550—670 °С. Реликты первичных структур не сохраняются, более четко развита порфиробластовая структура.

в. Пироксен-роговиковая фация

Характерны также плагиоклаз, ортоклаз, кордиерит, андалузит, диопсид, гроссуляр. Температура 670—775 °С. Наиболее четко развиты порфиробластовая структура и гомеобластовая роговиковая структура мозаичного облика.

г. Санидинитовая фация

В отличие от предыдущих фаций, отвечающих гипабиссальным условиям ороговикования, эта фация развивается в условиях малых глубин и весьма высокой температуры (775—990 °С). Характерны санидин, тримит и некоторые другие минералы. Породы данной фации встречаются редко.

Рассмотрим теперь на примере пород, относящихся к пироксен-роговиковой фации, зависимость минерального состава роговиков от состава исходного материала. Еще в начале XX в. В. М. Гольдшмидт, изучая минеральный состав роговиков, образовавшихся по известково-глинистым породам, подразделил их на 10 классов, которые отвечают всем возможным количественным соотношениям известкового и глинистого вещества в со-

ставе исходных пород. На диаграмме *ACF* (рис. 89), показывающей все 10 классов роговиков, химический состав исходных пород выражен через относительное содержание в них алюминия и кальция, а также магния и железа.

Указанным 10 классам роговиков отвечают следующие парагенетические ассоциации.

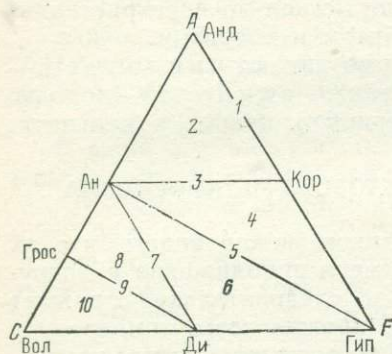


Рис. 89. Диаграмма *ACF* для пироксен-роговиковой фации. По В. М. Гольдшмидту.

Ан — андалузит, Кор — кордиерит, Ан — анортит, Гип — гиперстен, Ди — диопсид, Грос — гроссуляр, Вол — волластонит. Арабские цифры обозначают парагенетические ассоциации: 1 — андалузит-кордиерит-плагноклазовые; 2 — андалузит-кордиеритовые; 3 — кордиерит-плагноклазовые; 4 — кордиерит-плагноклаз-гиперстеновые; 5 — плагноклаз-гиперстеновые; 6 — плагноклаз-гиперстен-диопсидовые; 7 — плагноклаз-диопсидовые; 8 — плагноклаз-диопсид-гроссуляровые; 9 — диопсид-гроссуляровые; 10 — диопсид-гроссуляр-волластонитовые.

1. Для глинистых пород, богатых Al_2O_3 и SiO_2 : андалузит + кордиерит + (кварц + альбит + ортоклаз + биотит). В скобки взяты минералы, которые являются дополнительными и в диаграмме (см. рис. 89) не учитываются.

2. При некотором содержании в глинистом осадке CaO альбит переходит в более основной плагноклаз, и тогда минеральная ассоциация выглядит следующим образом: андалузит + кордиерит + плагноклаз + (кварц + ортоклаз + биотит).

3. При увеличении содержания CaO и уменьшении содержания Al_2O_3 и SiO_2 андалузит весь целиком замещается плагноклазом, более богатым CaO : кордиерит + плагноклаз + (кварц + ортоклаз + биотит).

4. При дальнейшем увеличении CaO и уменьшении Al_2O_3 и SiO_2 кордиерит частично расщепляется (глинозем соединяется с CaO и дает плагноклаз, одновременно образуются гиперстен + кварц): кордиерит + гиперстен + плагноклаз + (кварц + ортоклаз + биотит).

5. Кордиерит полностью исчезает, уступая место гиперстену: гиперстен + плагноклаз + (кварц + ортоклаз + биотит).

6. Далее с увеличением CaO за счет гиперстена возникает диопсид: гиперстен + диопсид + плагноклаз + (кварц + ортоклаз + биотит).

7. Диопсид + плагноклаз + (кварц + ортоклаз + биотит).

8. В данном классе количество кремнезема настолько уменьшается, а CaO увеличивается, что происходит разложение биотита с образованием калишпата: плагноклаз + диопсид + гроссуляр + (кварц + ортоклаз). Иногда кварц отсутствует.

9. Анортитовый компонент веса идет на образование гроссуляра: гроссуляр + диопсид + (кварц + ортоклаз).

10. При дальнейшем увеличении содержания CaO : волластонит + диопсид + гроссуляр + (кварц + ортоклаз). В случае присутствия при метаморфизме большого количества воды в породах этого класса появляется везувиан.

Как уже неоднократно отмечалось, для составления диаграммы «состав — парагенезис» необходимо знать состав главных породообразующих минералов: $Al_2O_3 \cdot SiO_2$ — андалузит, $2(Mg, Fe)O \cdot 2Al_2O_3 \cdot 5SiO_2$ — кордиерит; $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ — анортит; $(Mg, Fe)O \cdot SiO_2$ — гиперстен; $CaO \cdot MgO \cdot 2SiO_2$ — дио-

псид; $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$ — гроссуляр; $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ — волластонит.

Способ построения диаграммы *ACF* был рассмотрен выше, в разделе о фациях регионального метаморфизма. 10 классам роговиков отвечают парагенетические ассоциации, показанные на диаграмме арабскими цифрами (см. рис. 89).

Заканчивая рассмотрение фаций контактового метаморфизма, отметим, что, несмотря на определенное сходство минеральных парагенезисов, характеризующих фации контактового и регионального метаморфизма, полной аналогии между этими двумя рядами фаций проводить нельзя, поскольку геологические условия формирования роговиков иные, чем регионально-метаморфических пород, в частности, они формируются в гораздо более широком интервале давлений.

Геологическая особенность роговиков, также отличающая их от регионально-метаморфических пород, заключается в том, что в них хорошо видна смена минеральных ассоциаций в горизонтальном направлении по мере приближения к источнику тепла (см. табл. 52). В связи с этим были сделаны попытки подразделить контактовые ореолы на температурные подзоны на основе смены одних минералов другими и нанести границы подзон на карту. Одним из первых такую попытку предпринял С. Е. Тилли, который, изучая контактовые ореолы гранитоидов Шотландии, построил линии, показывающие смену одних минеральных ассоциаций другими. Полученные изолинии равной степени метаморфизма называются изоградами [37].

Поскольку подразделение экзоконтактных ореолов на зоны, отвечающие фациям метаморфизма, требует специальных исследований и не всегда осуществимо, геологи-разведчики на практике иногда условно подразделяют такие ореолы на внутреннюю и внешнюю экзоконтактные зоны, подобно тому, как это сделано на рис. 87.

Заканчивая рассмотрение контактово-метаморфических пород, подчеркнем, что внутри интрузивных массивов, вызывающих описанный выше комплекс изменений, породы, кристаллизующиеся близ контактов с вмещающей толщей, также не остаются безразличными к влиянию среды, с которой они контактируют. Это выражается, в частности, в появлении близ контактов более мелкозернистых структур интрузивных пород вследствие их более быстрого охлаждения и ассимиляции с веществом вмещающих толщ. Однако все эти явления, поскольку они относятся к магматическим породам, объект петрографии изверженных пород.

МЕТАСОМАТИЗМ ПОСТМАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ

Как было указано выше, метасоматоз — это процессы преобразования горных пород, происходящего путем замещения одних минералов другими, сопровождающегося изменением химического состава породы и совершающегося с сохранением твердого состояния породы в целом. Метасоматические процессы протекают под воздействием пневматолито-гидротермальных растворов, которые привносят одни компоненты и выносят другие. В общем случае процесс метасоматоза происходит путем растворения замещаемого минерала и немедленной кристаллизации на его месте нового минерала. В зависимости от способа переноса вещества Д. С. Коржинский [13] предлагает различать два типа метасоматических процессов: инфильтрационный метасоматоз и диффузионный метасоматоз. При инфильтрационном метасоматозе растворенные компоненты переносятся раствором. В качестве простейшего случая инфильтрации можно привести следующий пример: просачивание раствора через тонкозернистый песок, при этом каждая песчинка омывается раствором. Если же раствор перемещается медленно или является застойным, то привнос и вынос компонентов происходит при помощи диффузии, т. е. имеет место диффузионный метасоматоз. Причем перемещение компонентов в таких поровых растворах для метасоматических реакций может происходить лишь в направлении меньшей концентрации первых.

Следует отметить, что в природе наиболее широко распространены процессы инфильтрационного метасоматоза. В качестве примера диффузионного метасоматоза можно привести обменные реакции, происходящие на контакте карбонатных и силикатных горных пород при процессе скарнообразования (биметасоматоз). Растворы, вызывающие метасоматические процессы, используют при своей циркуляции в качестве путей трещины и зоны катаклаза, т. е. наиболее ослабленные участки в земной коре.

При изучении процесса щелочного метасоматоза Д. С. Коржинским (1960 г.) установлены некоторые общие закономерности и разработана концепция «кислотности — щелочности». Общие положения этой концепции сводятся к следующему. Из очага кристаллизующейся и остывающей магмы непрерывно поднимается поток восходящих растворов, которые вызывают изменения в застывшей апикальной части интрузии и во вмещающих горных породах. Растворы находятся в надкритическом состоянии и имеют, по-видимому, щелочной характер. По мере понижения температуры растворы уплотняются и благодаря этому усиливается их воздействие на горные породы.

Уплотнение растворов сопровождается увеличением их кислотности, что связано с возрастанием активности кислотных компонентов. Последняя всегда выше в жидкой фазе, чем в газовой, и достигает своего максимума при полной конденсации растворов. Кроме того, экспериментальными исследованиями установлено, что такие сильные анионы, как хлор и фтор, которые в газовой фазе образуют сложные соединения, при понижении температуры освобождаются с распадом этих соединений и способствуют увеличению кислотности растворов. В дальнейшем главная роль в эволюции растворов принадлежит кислотно-основному фильтрационному эффекту. По данным Д. С. Коржинского, при просачивании восходящего потока растворов кислотные компоненты перемещаются быстрее, и поэтому в растворе образуется опережающая волна повышенной кислотности. Появление волны кислотных компонентов вызывает в растворах следующую эволюцию: вначале кислотность растворов повышается, затем достигает максимума и потом снова понижается.

В послемагматическом метасоматизме В. А. Жариков [7] предлагает выделять четыре стадии: 1) раннюю послемагматическую, 2) выщелачивания, 3) осаждения (стадия понижающейся кислотности), 4) заключительную (стадию остаточных нейтральных растворов).

Таким образом, в каждом послемагматическом процессе гидротермальные растворы испытывают закономерную эволюцию. Все процессы, отвечающие послемагматическому метасоматозу, сопровождающему формирование гранитоидных интрузий, В. А. Жариков классифицировал по стадиям, выделенным выше.

Так, к ранней послемагматической, или ранней щелочной, стадии он относит: микроклинизацию, альбитизацию, магниезиальный метасоматоз, образование известковых скарнов.

Кислотная стадия характеризуется общим выщелачиванием, выносом всех оснований и компенсируется осаждением кварца. К наиболее типичным процессам этой стадии относятся: кварц-полевошпатовый метасоматизм, грейзенизация, образование вторичных кварцитов, пропилитизация, березитизация.

Стадия осаждения играет главную роль в формировании месторождений полезных ископаемых, так как именно в эту стадию происходит отложение рудных минералов в жильных гидротермальных месторождениях, в месторождениях грейзенов, во вторичных кварцитах и т. д.

Заключительная стадия, или стадия остаточных нейтральных растворов, характеризуется образованием кварц-кальцитовых, кальцитовых и других жил, бедных рудными компонентами.

В настоящем учебнике наибольшее внимание уделено характеристике тех процессов щелочного метасоматоза, которые

формируют главные типы полезных ископаемых. Следует отметить, что породы, отвечающие тому или иному метасоматическому процессу, характеризуются определенным минеральным составом и особенностями текстур и структур. Сами эти породы характеризуют околорудные изменения вмещающих месторождения полезных ископаемых горных пород. Причем каждый тип околорудных изменений отвечает определенному набору полезных ископаемых и поэтому является прекрасным поисковым критерием на них при проведении как поисковых, так и геологоразведочных работ.

§ 34. МЕТАСОМАТИЗМ РАННЕЙ ЩЕЛОЧНОЙ СТАДИИ

Скарны

Процесс скарнообразования является контактово-метасоматическим и происходит на границе карбонатных и алюмосиликатных горных пород под влиянием пришедших в зону контакта постмагматических растворов.

Термин «скарны» возник в рудничной геологии, где под этим словом понимали горные породы, состоящие из моноклинного пироксена диопсид-геденбергитовой группы и гранатаgrossуляр-андрадитовой группы. По современным представлениям [7], скарны — это метасоматические горные породы, сложенные известковыми и магнезиальными силикатами, возникающими в результате реакций между карбонатами и алюмосиликатными горными породами.

По составу скарны делятся на две группы: магнезиальные и известковые. По характеру метасоматического процесса выделяют биметасоматические (существенно диффузионные) и контактово-инфильтрационные скарны. Последние в природе преобладают.

Магнезиальные скарны образуются в разной геологической обстановке, а также на различных этапах магматизма, но чаще их формирование происходит в собственно магматический этап [41]. В условиях больших глубин магнезиальные скарны магматического этапа возникают в районах интенсивной гранитизации на контакте доломитов и «пассивных» алюмосиликатных горных пород. Магнезиальные скарны малых и средних глубин приурочены к контактам доломитов с гранитоидными интрузиями и образуют залежи большого площадного распространения, но сравнительно малой мощности (несколько десятков метров).

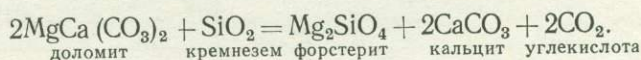
Д. С. Коржинский [13] считает, что при любом метасоматическом процессе возникает метасоматическая зональность, причем все зоны этой метасоматической колонки образуются совместно. Поэтому в процессе скарнообразования им и его учениками выделяются фации различной температурности. Другие

исследователи (П. П. Пилипенко, Ф. И. Вольфсон) считают, что процесс скарнообразования идет в некотором температурном интервале и зоны различного состава в пределах скарнов развиваются последовательно.

Для высокотемпературных магнезиальных скарнов, образовавшихся на контакте доломитов и интрузивных пород, установлена следующая зональность.

0. Доломит.
1. Кальцифир (форстерит + шпинель + кальцит + периклаз).
2. Форстеритовый скарн (форстерит + шпинель + кальцит).
- 2а. Форстерито-пироксеновый скарн (форстерит + пироксен + шпинель + кальцит).
3. Пироксеновый скарн (пироксен + шпинель + кальцит).
0. Интрузивная порода.

Под кальцифиром понимается горная порода, которая образовалась при привносе SiO_2 за счет замещения доломита форстеритом и кальцитом согласно реакции



Известковые скарны возникают в зоне контактового ореола интрузивов в результате реакционного взаимодействия алюмосиликатных и карбонатных пород при прохождении послемагматических растворов ранней стадии. Рассматриваемые скарны сложены высокотемпературными известково-железистыми силикатами и алюмосиликатами. Наиболее типоморфными минералами известковых скарнов являются пироксен ряда диопсид — геденбергит и гранат ряда гроссуляр — андрадит.

По генезису известковые скарны являются преимущественно биметасоматическими образованиями, т. е. возникают при ветречной диффузии: CaO из карбонатных пород Al_2O_3 и SiO_2 из алюмосиликатных горных пород. Причем они образуются как за счет карбонатных горных пород — экзоскарны (внешняя часть контактовой зоны), так и за счет алюмосиликатных горных пород — эндоскарны (внутренняя часть контактовой зоны).

Морфология скарновых тел биметасоматического генезиса отвечает форме контакта, наблюдающегося между карбонатными и алюмосиликатными горными породами. Мощность отдельных скарновых залежей колеблется в широком интервале: от 1—3 до 15—20 м. Скарновые залежи, в пределах которых наблюдается переслаивание карбонатных пород, достигают иногда мощности 200—300 м и более. Как правило, залежи имеют зональное строение. Наиболее типична для высокотемпературных известковых скарнов следующая зональность.

0. Карбонатная горная порода.
1. Волластонитовый экзоскарн.
2. Пироксеновый экзоскарн.

3. Гранатовый экзокскари (частично эндоскари).
4. Пироксен-гранатовый эндоскари.
5. Пироксен-плагноклазовая околоскарновая порода.
6. Алюмосиликатная горная порода.

Из анализа этой колонки видно, что главными минералами высокотемпературных известковых скарнов являются: пироксен (диопсид-геденбергитовой группы), гранат (гроссуляр-андрадитовой группы), волластонит.

Для менее высокотемпературных известковых скарнов характерно присутствие эпидота, который замещает гранат, и актинолита. Последний развивается по моноклинному пироксену. В этих скарнах, как правило, отсутствуют волластонит и гроссуляр, иногда появляется марганцевый пироксен.

Скарны обладают различными текстурами, наиболее широко развиты линзовидно-полосчатая, полосчатая и пятнистая. Как правило, скарны характеризуются крупнозернистым строением и гетеробластовой структурой. Очень разнообразны структуры скарнов в зависимости от формы слагающих их минералов: гранобластовая, нематобластовая, лепидобластовая; широко распространена также структура прорастания — пойкилобластовая. Часто в скарнах одновременно присутствуют несколько различных структур.

Минеральный состав скарнов очень близок к составу силикато-карбонатных роговиков, которые образуются при контактовом метаморфизме за счет карбонатных пород. Главной отличительной особенностью роговиков является прежде всего многоминеральность их состава. Роговики сложены слабоземистыми минералами: из группы моноклинных пироксенов в силикато-карбонатных роговиках присутствует диопсид; гранат представлен гроссуляром, который встречается в парагенезисе с магнетитом. В состав роговиков входит кварц или кальцит с волластонитом. Характерной отличительной особенностью силикато-карбонатных роговиков является также мелкозернистое строение и наличие типичной роговиковой структуры с взаимным включением округлых зерен одного минерала в другом.

При проведении поисково-съёмочных и других геологических работ необходимо отличать скарны от роговиков, так как к первым часто приурочены месторождения полезных ископаемых, в то время как вторые большей частью безрудны.

Следует отметить, что сам процесс скарнообразования не является рудным процессом. Однако известны многочисленные месторождения железа, меди, вольфрама, молибдена, полиметаллов и других металлов, приуроченных к этим образованиям. Скарны являются благоприятной средой для осаждения рудных компонентов. Кислые рудоносные растворы проникают в скарны и, взаимодействуя с основной средой скарнов, нейтрализуются, выделяя при этом рудные минералы.

Установлена избирательная приуроченность к различным типам скарнов тех или иных полезных ископаемых. Так, месторождения полиметаллов и шеелита чаще всего встречаются в пироксеновых скарнах, молибденитовое оруденение связано с эндоскарновыми и околоскарновыми породами.

§ 35. МЕТАСОМАТИЗМ КИСЛОТНОЙ СТАДИИ

Кварц-полевошпатовые метасоматиты

Кварц-полевошпатовый метасоматоз является наиболее высокотемпературным и самым ранним процессом стадии кислотного выщелачивания. Он свойствен гранитоидам, а также щелочным породам, в частности нефелиновым сиенитам. Среди гранитоидов кварц-полевошпатовый метасоматоз наиболее ярко и полно проявлен в лейкократовых аляскитовых гранитах. Это и понятно, так как среди кислых пород кислотные растворы дольше сохраняют свой активный характер, в то время как в основной среде они быстрее нейтрализуются. Кварц-полевошпатовые метасоматиты развиваются в кровле и куполах гранитоидных интрузий, а также захватывают приконтактные части и образуются за счет вмещающих пород преимущественно кислого состава, т. е. за счет осадочных (аргиллиты, песчаники аркозового состава или кислые лавы и их пирокласты) или же метаморфических (различные гнейсы — продукты более раннего процесса гранитизации) пород.

В природе наиболее широко распространены кварц-полевошпатовые метасоматиты, образующиеся за счет биотитовых гранитов.

Кварц-полевошпатовые метасоматиты делятся на два типа: 1) наиболее высокотемпературные кварц-микроклиновые и 2) более низкотемпературные кварц-альбитовые.

Конечно, в природе нет такого резкого разделения и часто оба типа метасоматитов встречаются совместно. А. А. Беус [2], детально изучивший и описавший процесс образования кварц-полевошпатовых метасоматитов по гранитоидам, предложил называть измененные породы апогранитами. Термин этот, хотя и не очень удачный, широко вошел в практику работ производственных организаций.

Макроскопически апограниты отличаются от нормальных гранитов широким развитием порфиробластов микроклина и кварца. Даже визуально в них удается различать две разновидности микроклина (одна отвечает микроклину исходного гранита, другая — наложенному процессу), которые часто обладают разной окраской; кроме того, в апогранитах отмечается появление темно-серого кварца в крупных выделениях. Количественно-минеральный состав таких пород характеризу-

ется высоким содержанием калишпата и кварца и уже не отвечает составу даже лейкократовых гранитов аляскинского типа. При наложении процесса альбитизации меняется весь облик первичного гранитоида, благодаря широкому развитию лейстового альбита, образующего отдельные прожилки или полосы, а местами слагающего целые площади. Как правило, эти породы приобретают светлую окраску и характеризуются полосчатой, кокардовой текстурой.

При микроскопическом изучении кварц-полевошпатовых метасоматитов выявляются три стадии их формирования, из них главная отвечает кислотной стадии выщелачивания.

В высокотемпературную щелочную стадию в породе привносятся щелочи K_2O , Na_2O , SiO_2 , которые вызывают процессы альбитизации и микроклиннизации исходных минералов гранитоидов. Первичные плагиоклазы и калишпаты гранитов подвергаются вначале процессу альбитизации, а затем микроклиннизации. Вновь образованный микроклин, как правило, характеризуется резко выраженной решеткой, степень его триклинности отвечает $\alpha^\circ = 0,9-1$; $2V = -84^\circ$, т. е. этот микроклин является максимально упорядоченным, по классификации А. С. Марфунина [24]. Наблюдаются все стадии замещения исходного плагиоклаза микроклином от образования коррозионных язычков внутри зерен плагиоклаза или от образования так называемых псевдоантипертитов до полных псевдоморфоз микроклина по плагиоклазу.

Первичный калишпат гранита вначале подвергается процессу альбитизации. В нем появляются пертиты замещения различной формы, чаще лентовидные, пятнистые. Иногда в пертитах развивается шахматный альбит. Микроклин наложенного процесса избирательно замещает эти участки и таким путем возникают кристаллы, в контуре которых присутствуют два калишпата. При этом наложенный микроклин хорошо выделяется своей свежестью и прекрасно выраженной решеткой.

При развитии груборешетчатого микроклина по порфировидным выделениям реликтового микроклина часто образуются кристаллы со сложным распределением двух разновидностей микроклина. Так, на рис. 90 показан кристалл реликтового тонкорешетчатого микроклина, обладающий первично зональным строением. Этот микроклин был вначале альбитизирован, о чем свидетельствует наличие пертитов замещения, затем по пертитам образуется груборешетчатый микроклин наложенного процесса и возникает сложно построенный кристалл, состоящий из двух микроклинов.

Кислотная стадия кварц-полевошпатового метасоматоза характеризуется широким развитием кварца в виде крупных порфиробластов величиной 5—10 мм. Кварц корродирует и замещает все реликтовые минералы гранита, а также вновь образованный груборешетчатый микроклин. Часто в конце кри-

сталлизации порфиробластов кварца начинается выделение альбита в виде мелких лейст. Этот процесс свидетельствует о нейтрализации растворов и смене кислотной стадии низкотемпературной щелочной стадией, или стадией осаждения.

Характерно, что лейсты альбита ориентированы в порфиробластах кварца параллельно граням их роста и распределены по концентрическим окружностям, подчеркивающим зональный рост кристаллов кварца. Лейстовый альбит характеризуется

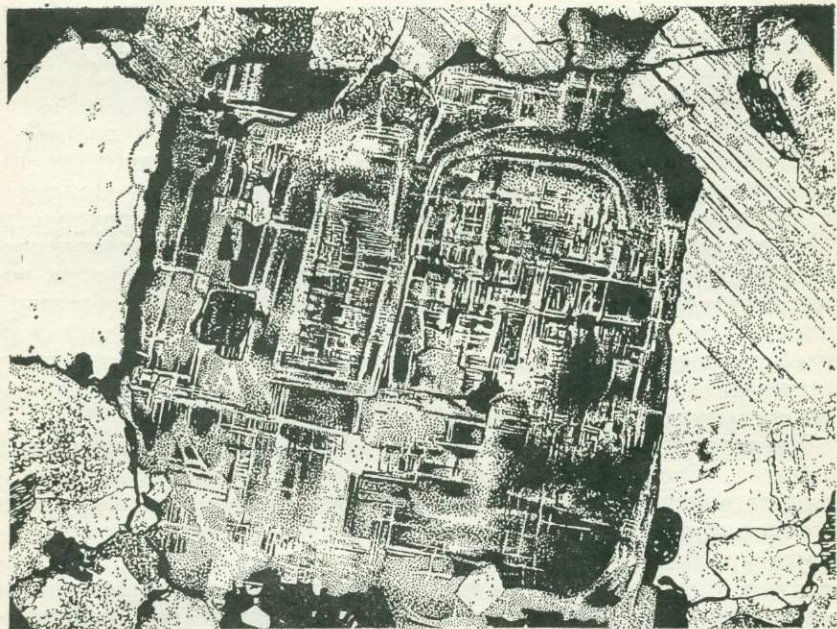


Рис. 90. Сложно построенный кристалл калишпата, образованный двумя микроклинами. Улутау, Центральный Казахстан. Ув. 46; николи +.

наличием простых карлсбадских двойников. Он слагает также отдельные полосы и линзы, замещая ранее образованные минералы. Особенно широко он развит в кварц-альбитовых метасоматитах. Кроме лейстового альбита в стадию осаждения образуется еще одна разновидность альбита и кварца в виде зернистого агрегата, характеризующаяся макроскопически фарфоровидным обликом.

Таким образом, в формировании кварц-полевошпатовых метасоматитов участвует несколько модификаций альбита и кварца. Иногда также встречаются и более поздние генерации калишпата. С различными стадиями связано образование ряда редких и аксессуарных минералов. Кварц-полевошпатовые

метасоматиты являются породами, возникающими в процессе околорудных изменений редкометальных месторождений: молибденовых, касситерит-вольфрамовых, тантало-ниобиевых и др.

В. А. Жариков [7], изучавший кварц-альбитовые метасоматиты оловянно-вольфрамового месторождения Майхура (Гиссарский хребет), приводит для них следующую последовательность метасоматических зон.

0. Исходный гранитоид.

1. Кварц + альбит + ортоклаз + мусковит + хлорит (биотит) + магнетит.

2. Кварц + альбит + ортоклаз + мусковит + турмалин + (или хлорит) — турмалиновые граниты.

3. Кварц + альбит + ортоклаз + мусковит — мусковитовые граниты.

4. Кварц + альбит + ортоклаз.

5. Кварц + альбит.

6. Кварц.

Указанный исследователь отмечает, что зоны наиболее интенсивного изменения пород: кварц-полевошпатовая (зона 4), кварц-альбитовая (зона 5) и кварцевая (зона 6) — приурочены к определенным тектоническим элементам, точнее, тектоническим зонам, поверхностям контакта и т. д. Они образуют зональные тела, линзы, жилы с центральной частью, сложенной кварцем, и периферической, имеющей кварц-альбитовый или кварц-полевошпатовый состав. Мощность этих зон измеряется десятками сантиметров, и лишь мощность кварц-полевошпатовой зоны достигает первых метров.

Кварц-полевошпатовые тела залегают среди мусковитовых гранитов. Последние, как и турмалиновые граниты, представляющие внешние зоны метасоматической колонки, имеют более широкое площадное распространение. Они слагают приконтактные и апикальные части интрузива, прослеживаясь на расстоянии в десятки и сотни метров. На этом примере важно понять, что слабо измененные породы внешних зон являются следствием околорудных процессов и могут служить хорошим поисковым признаком.

Грейзены

Грейзенизация — среднетемпературный процесс кислотного выщелачивания, связанного с породами гранитоидной формации, а грейзены — это кварц-мусковитовые породы, образующиеся в ходе этого процесса за счет гранитов, а также песчаников, глинистых сланцев и кислых эффузивов.

Особенно благоприятными участками для образования грейзенов являются апикальные части гранитоидных плутонов, выступы, купола и апофизы. По морфологии различают следующие типы грейзенов: 1) грейзены околосильные; 2) грейзены вдоль трещин в зонах дробления; 3) грейзеновые штокверки.

Процесс грейзенизации гранита сводится к тому, что полевые шпаты разрушаются и замещаются мусковитом и кварцем. Таким образом, главными минералами грейзенов являются

кварц и мусковит, постоянно присутствуют акцессорные минералы, богатые летучими: апатит, турмалин, берилл, флюорит, топаз и др. Грейзены обладают лепидогранобластовой или гранобластовой структурой. Текстура кокардовая, иногда пятнистая. С грейзенами связаны месторождения касситерита, вольфрамита, молибденита, берилла.

По данным В. А. Жарикова, для грейзенов, образующихся по гранитам, характерна следующая последовательность метасоматических зон.

1. Гранит неизменный: кварц+калишпат+олигоклаз+биотит+магнетит.
2. Гранит двуслюдяной: кварц+калишпат+альбит+мусковит+биотит.
3. Гранит мусковитовый: кварц+калишпат+альбит+мусковит.
4. Кварц+калишпат+мусковит.
- 5а. Кварц+мусковит.
- 5б. Кварц+топаз.
6. Кварц.

В ряде случаев топаз-кварцевая зона не образуется. В более основных гранитоидах, в частности в гранодиоритах, грейзенизация часто проявлена в виде турмалинизации, причем внутренние зоны в этом случае сложены кварц-турмалиновыми породами. Следует отметить, что в вышеприведенной зональности грейзенами являются лишь внутренние зоны, которые не обладают большой мощностью, в то время как внешние зоны, представленные мусковитовыми гранитами, имеют очень широкое площадное распространение, границы их имеют расплывчатый характер, тогда как границы между внутренними зонами достаточно четкие.

В пределах ряда грейзеновых тел кроме инфильтрационной метасоматической зональности, которая прослеживается в горизонтальном сечении, устанавливается вертикальная зональность. Последняя выражается в различном составе и строении грейзеновых зон на различных глубинах. В зависимости от температуры и глубины формирования выделяют следующие типы грейзенов: наиболее высокотемпературные кварц-альбитовые, затем кварцевые, кварц-мусковитовые и мусковит-кварцевые. Месторождения касситерита наиболее часто встречаются в альбит-кварцевых грейзенах, месторождения молибденита приурочены к кварцевым грейzenам, а месторождения вольфрамита тяготеют к мусковит-кварцевым и кварц-мусковитовым грейzenам.

Наиболее низкотемпературными грейзенами являются мусковит-гематит-кварцевые и мусковит-пирит-кварцевые. Они знаменуют переход к более низкотемпературному процессу кислотной стадии — процессу березитизации.

Пропилиты

Под пропилитизацией понимают процесс метасоматических изменений, происходящих преимущественно по породам среднего, реже кислого состава. Главными минералами пропилитов

являются альбит, эпидот, хлорит, кальцит, кварц и пирит. В отличие от зеленокаменного изменения пород среднего состава в пропилитах постоянно присутствует ассоциация кальцита и пирита. Д. С. Коржинский и его последователи считают, что пропилитизация представляет собой характерный процесс стадии выщелачивания. Д. С. Коржинский [16] выделяет для пропилитизации три стадии глубинности: приповерхностную (до 200—300 м), субвулканическую (до 1 км) и гипабиссальную (более 1 км).

Главная особенность пропилитов малых глубин — устойчивость первичного плагиоклаза при полном изменении цветных минералов. Типичной ассоциацией апоандезитовых пропилитов является: плагиоклаз (андезин) + хлорит + кальцит. Наиболее широко в природе распространена гипабиссальная пропилитизация, которая часто захватывает большие площади. Для пропилитов гипабиссальной фации характерна ассоциация: альбит (ортоклаз) + эпидот + хлорит + кальцит + кварц + пирит.

В. А. Жариков [7] отмечает для пропилитов гипабиссальной фации следующую зональность, установленную им для гранодиоритов.

1. Измененный гранодиорит.
2. Кварц + ортоклаз + эпидот + хлорит + пирит + кальцит.
3. Кварц + ортоклаз + эпидот + хлорит + пирит.
4. Кварц + эпидот + хлорит.
5. Кварц + эпидот.
6. Кварц.

В настоящее время для пропилитов гипабиссальной фации выявлены две типоморфные ассоциации, отвечающие различным температурным условиям: актинолит-эпидотовая (более высокотемпературная) и хлорит-эпидотовая.

С пропилитизацией связаны месторождения полиметаллов, золота и серебра. Поэтому при поисковых работах пропилитам следует уделять особое внимание.

Вторичные кварциты

Характерным процессом стадии выщелачивания вулканогенных формаций является образование вторичных кварцитов — метасоматических пород, состоящих в основном из кварца и серицита с тем или иным содержанием богатых алюминием минералов, образовавшихся по вулканическому, реже интрузивным породам кислого, а иногда и среднего состава.

Вторичные кварциты обычно занимают значительные площади в областях активной вулканической деятельности. Площади, сложенные вторичными кварцитами, образовавшимися при изменении кислых и средних эффузивов, достигают сотен квадратных километров. В ряде случаев удается установить,

что размещение вторичных кварцитов контролируется структурами вулканического происхождения, в частности вулканическими некками, субвулканическими интрузивами, зонами даек и т. п.

В рельефе к массивам вторичных кварцитов* обычно бывают приурочены холмистые гряды, резко возвышающиеся над площадями, сложенными другими породами. Максимальная разведанная глубина вторичных кварцитов 1 км [25].

Макроскопически вторичные кварциты — это породы, как правило, светлой (серой или почти белой) окраски, имеющие однородную или пятнистую текстуру, иногда мелкозернистые, но чаще их зернистость неразличима. В ряде случаев в них сохраняются следы порфиривого строения первичных эффузивов или признаки обломочного строения. Характерной особенностью вторичных кварцитов является их повышенная пористость, которая, однако, редко бывает открытой: обычно поры заполнены минеральными новообразованиями. По данным Н. И. Наквонника, пористость этих пород может достигать 50%. В таких случаях они представляют собой ноздревато-пористый скелет, в котором четко выделяются контуры больших вкрапленников плагиоклаза, превращенные в пористо-губчатую массу. Как уже указывалось, главным минералом вторичных кварцитов является кварц, иногда серицит; характерно присутствие высокоглиноземистых минералов: андалузита, корунда, диаспора, алуниита, пирофиллита и некоторых других. Наиболее распространенными рудными минералами во вторичных кварцитах являются пирит, сульфиды меди, свинца и цинка, гематит.

Под микроскопом вторичные кварциты представляют собой гранобластовый агрегат кварца, среди которого наблюдаются минеральные агрегаты, являющиеся псевдоморфозами по полевым шпатам. Эти псевдоморфозы нередко сохраняют контуры замещенных таблитчатых вкрапленников полевых шпатов, в других же случаях они приобретают неправильные очертания. Вкрапленники кварца обычно сохраняют свою форму, в частности свойственные их бухтообразные заливы, однако на них нередко нарастает кайма метасоматического кварца. Структура вторичных кварцитов часто бластопорфирировая (по лавам) или бластокластическая (по туфам и вулканогенным брекчиям).

По данным Д. С. Коржинского [16], для вторичных кварцитов наиболее характерна следующая метасоматическая зональность.

1. Разложенный эффузивный порфир.
2. Ортоклаз + альбит + кварц + серицит + хлорит.
3. Ортоклаз + альбит + кварц + серицит.
4. Серицит + ортоклаз + кварц.

* Следует подчеркнуть, что по условиям формирования массивы вторичных кварцитов принципиально отличны от интрузивных массивов.

5а. Серицит+кварц.

5б. Андалузит+кварц с андалузит-корундовыми жилками (эта зона может выпасть).

6. Кварц.

Среди ряда фаций вторичных кварцитов, выделяемых Н. И. Наконником [25], наиболее распространенными являются следующие:

- 1) серицитовая. Минеральный парагенезис: кварц+серицит+рутил+гематит или пирит;
- 2) алунитовая. Минеральный парагенезис: кварц+алуни́т+рутил+гематит или пирит;
- 3) монокварцевая. Минеральный парагенезис: кварц+рутил;
- 4) андалузитовая фация. Минеральный парагенезис: кварц+андалузит+рутил+гематит или пирит;
- 5) диаспоровая фация. Минеральный парагенезис: кварц+диаспор+рутил+гематит или пирит;
- 6) корундовая фация. Минеральный парагенезис: кварц+корунд+рутил+гематит или пирит.

Породы, принадлежащие к различным фациям, называются соответственно серицитовыми, алуниновыми, андалузитовыми, диаспоровыми и корундовыми кварцитами.

В. А. Жариков [7] считает, что со вторичными кварцитами тесно сопряжена в условиях субвулканической зоны глубинности так называемая сольфатарная аргиллизация. Выщелоченные породы этой фации представлены различными глинистыми минералами: каолинитом, монтмориллонитом, диккитом и др., часто встречается алуни́т. Кремнезем нередко представлен скрытокристаллическими разностями.

Широкое площадное развитие приконтактового выщелачивания в условиях малой глубинности указывает на участие в этих процессах и вадозных вод. Особенно заметно смешение ювенильных вод с вадозными при сольфатарной аргиллизации.

Со вторичными кварцитами связан разнообразный комплекс полезных ископаемых, чем обусловлено очень большое значение этих пород для поисковой практики. Весьма распространены в них концентрации таких высокоглиноземистых минералов, как корунд, андалузит, алуни́т. Например, таково происхождение крупнейшего корунд-андалузитового месторождения Семиз-Бугу в Казахстане. В ассоциации со вторичными кварцитами известны и серноколчеданные руды, нередко с сульфидами меди, свинца, цинка и мышьяка (Япония и др.). Известен ряд примеров приуроченности к вторичным кварцитам месторождений золота, серебра, ртути, сурьмы и мышьяка. Медно-молибденовые вкрапленные и прожилковые руды во вторичных кварцитах представлены на Коунрадском и некоторых других месторождениях Казахстана.

Березиты и листвениты

Процесс березитизации и лиственитизации относится к низкотемпературным метасоматическим изменениям.

В настоящее время под березитами понимают породы, сложенные кварцем, серицитом, пиритом и карбонатом. Образуются они за счет магматических пород кислого состава. Листвениты — это породы, состоящие из кварца, хромовой слюды (фуксита), брейнерита и пирита. Они образуются при изменении ультраосновных пород или карбонатных пород.

Поскольку и березитизация, и лиственитизация вызываются одними и теми же растворами, то В. А. Жариков [7] предлагает выделить единый процесс березитизации с подразделением его в зависимости от состава исходных пород. Надо различать, по его мнению, фацию собственно березитов, фацию лиственитов и фацию апокарбонатных кварц-анкеритовых метасоматитов.

Процесс березитизации является типичным околожильным изменением. Развивается он вдоль трещин, тектонических зон, зон расланцевания, а также вдоль контактов даек. В центральной части зоны березитизации обычно располагается кварцевая жила. Среди лиственитов вместо кварцевой жилы присутствует карбонатная жила.

Наиболее типична для них следующая зональность [7].

1. Измененный гранит-порфир: кварц + ортоклаз + серицит + альбит + хлорит + кальцит + пирит.
2. Кварц + серицит + альбит + хлорит + кальцит + пирит.
3. Кварц + серицит + альбит + анкерит + пирит.
4. Кварц + серицит + анкерит + пирит.
5. Кварц + серицит + пирит.
6. Кварц + серицит.
7. Кварц.

С процессом березитизации связаны многие типы рудных месторождений, а именно, месторождения золота, полиметаллов, меди, молибдена, редких металлов.

§ 36. МЕТАСОМАТИЗМ СТАДИИ ОСАЖДЕНИЯ

Если бы метасоматиты стадии осаждения всегда были сопряжены со стадией выщелачивания, то их можно было бы не выделять в самостоятельную группу, но очень часто зоны осаждения располагаются над зонами выщелачивания и в этом случае они находятся среди слабо измененных пород. Например, к стадии осаждения относятся некоторые рудоносные процессы, связанные с гранитоидной формацией. Так, с кварц-полевошпатовым метасоматозом, грейзенизацией и образованием вторичных кварцитов сопряжено редкометальное и медно-молибденовое оруденение, а с березитизацией — золото-сульфидное и полиметаллическое оруденение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Афанасьев Г. Д.* К проблеме гранита.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 1, с. 63—81.
2. *Беус А. А., Залашкова П. Е.* О процессе высокотемпературного послемагматического метасоматоза в гранитоидах.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 4, с. 13—31.
3. *Бородаевская М. Б.* Некоторые петрогенетические особенности золотосных магматических формаций и типы связанных с ними золоторудных месторождений СССР.—В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960, с. 211—220.
4. *Глубинные ксенолиты и верхняя мантия.* Новосибирск, Наука, 1975.
5. *Дэли Р. О.* Изверженные породы и глубины Земли. Под ред. А. П. Герасимова. М.—Л., ОНТИ, Гл. ред. геол.-разв. и геодез. литер., 1936.
6. *Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В.* Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., Недра, 1972.
7. *Жариков В. А., Омеляненко Б. И.* Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.—В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных ореолов. М., 1965, с. 119—194.
8. *Заварицкий А. Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
9. *Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1961.
10. *Йодер Г. С., Тилли К. Э.* Происхождение базальтовых магм. М., Мир, 1965.
11. *Коптев-Дворников В. С.* К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана).—Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 4, с. 63—80.
12. *Коржинский Д. С.* Гранитизация как магматическое замещение.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1952, с. 56—69.
13. *Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов.—В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.—Л., 1953, с. 335—456.
14. *Коржинский Д. С.* Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов.—В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. 2-го Всес. петрогр. совещ. М., 1960, с. 21—31.
15. *Коржинский Д. С.* Проблема спилитов и гипотеза трасвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1962, с. 12—17.
16. *Коржинский Д. С.* Общие закономерности постмагматических процессов.—В кн.: Метасоматические изменения боковых пород, их роль в рудообразовании. М., 1956, с. 92—103.
17. *Кузнецов Е. А.* Петрография магматических и метаморфических пород. М., Изд-во МГУ, 1956.
18. *Кузнецов Ю. А.* Енисейский кряж.—Тр. Лабор. геологии докембрия, вып. 1, 1952, с. 84—106.
19. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964.
20. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Петрография. Избр. труды, т. IV. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955.
21. *Лутц Б. Г.* Эволюция термического режима континентальной коры в докембрии и раннем палеозое.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 1975, т. 2. (3), с. 16—27.

22. Малеев Е. Ф. Обзор классификации и терминологии вулканокластических пород.— В кн.: Вопросы вулканизма. М., 1962, с. 367—380.
23. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. М., Наука, 1965.
24. Марфунин А. С. Полевые шпаты; фазовые взаимоотношения; оптические свойства, геологическое распределение. М., Изд-во АН СССР, 1962.
25. Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., Недра, 1968.
26. Николаев В. А. К вопросам теории равновесных процессов и их значение в генезисе магматических и метаморфических пород.— Тр. Лабор. геологии докембрия, вып. 5, 1955, с. 41—96.
27. О принципах классификации и номенклатуре древних вулканогенных обломочных пород/В. С. Коптев-Дворников, Л. И. Блохина, М. Г. Ломизе и др.— В кн.: Вопросы вулканизма. М., 1962, с. 398—402.
28. Петрография. Т. 1—2. Под ред. А. А. Маракушева и Т. И. Фроловой. М., Изд-во МГУ, 1976.
29. Рекомендации XXIV сессии Международного геологического конгресса. М., Петрографический комитет АН СССР, 1975.
30. Соболев В. С., Варганова Н. С., Горбачевская О. Н. Петрография неогеновых вулканических пород Ужгород-Хустовского хребта.— Тр. Львовск. геол. об-ва, петрограф. сер., вып. 1, 1947, с. 3—70.
31. Соловьев С. П. Распределение магматических горных пород в СССР. М., Госгеолиздат, 1952.
32. Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964.
33. Тернер Ф. Эволюция метаморфических пород. Под ред. В. А. Николаева. М., Изд-во иностр. лит., 1951.
34. Трусова И. Ф. Основные черты строения неогеновых вулканических образований Закарпатья.— Тр. МГРИ, т. XXVI, 1954, с. 148—177.
35. Трусова И. Ф. Гранитизация и метаморфизм докембрийских образований Центрального Казахстана.— В кн.: Международный геол. конгресс, XXI сессия. Доклады сов. геологов. М., 1960, с. 154—167.
36. Трусова И. Ф. Полиметаморфизм кристаллических сланцев кольской серии северо-западной части Кольского полуострова. Изв. вузов. Геология и разведка, 1972, № 11, с. 34—40.
37. Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., Изд-во иностр. лит., 1962.
38. Фации метаморфизма/Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев и др. М., Недра, 1970.
39. Фации регионального метаморфизма высоких давлений/Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев, Н. В. Соболев, В. В. Хлестов. М., Недра, 1974.
40. Чернов В. И. Вулканические формации и порфиоровые интрузии Рудного Алтая. М., Наука, 1974.
41. Шабынин Л. И. Формация магнезиальных скарнов. М., Наука, 1973.
42. Шипулин Ф. К. Дайки гранитоидов и некоторые особенности генезиса рудоносных растворов.— В кн.: Международный геол. конгресс, XXI сессия. Доклады сов. геологов. М., 1960, с. 92—103.
43. Шуркин К. А. К вопросу классификации ультраметаморфических пород вообще, и мигматитов в частности.— Тр. Лабор. геологии докембрия, вып. 7, 1957, с. 74—108.
44. Bowen N. L. Magmas.— Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 58, N 4, 1947, p. 263—268.
45. Eskola P. On the principles of metamorphic differentiation.— Comm. geol. Finland, Bull. 97, 1932, p. 68—77.
46. Hess H. A primary peridotite magma.— Amer. J. Sci, 5, ser. 35, 1938, p. 321—344.
47. Nockolds S. P. A verge chemical composition of some igneous rocks.— Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 65, 1954, p. 1007—1032.
48. Tuttl O. F., Bowen N. L. Origin of Granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.— Mem. Geol. Soc. Amer., N 74, 1958 (1960).

ПРИЛОЖЕНИЕ

Рекомендуемые планы описания магматических и метаморфических пород

1. План описания глубинной породы

1. Подразделение всех минералов породы на три группы: а) главные; б) второстепенные; в) вторичные.

Минералы группы «а» и «б» являются первичными.

2. Количественно-минеральный состав породы (определяется вначале на глаз).

3. Описание минералов (начинать с главных, а если среди них имеется плагиоклаз, то лучше начинать с него). Вторичные минералы описываются вслед за тем минералом, по которому они образуются.

4. Общий вид породы.

5. Описание взаимоотношений породообразующих минералов, т. е. тех фактов, которые позволяют в дальнейшем установить порядок кристаллизации породы.

Эта часть описания должна быть очень тщательно выполнена и обязательно сопровождаться зарисовками взаимоотношений минералов, а иногда микрофотографиями, которые подтверждают описанные факты.

6. Вывод о порядке кристаллизации породы и название ее структуры. Порядок кристаллизации иллюстрируется диаграммой кристаллизации, на которой минералы выписываются столбцом в порядке выделения, а процесс кристаллизации породы подразделяется на три стадии: 1) собственно магматическую, 2) пневматолито-магматическую и 3) автогидротермальную. Длительность кристаллизации минерала на этой таблице показывается прямой линией.

7. Общий вывод — названия породы и ее структуры.

2. План описания излившейся породы

1. Название общей структуры породы.

2. В случае порфировой структуры описание минералов вкрапленников:

а) количество вкрапленников по отношению к основной массе;

б) состав вкрапленников;

в) количественные соотношения между вкрапленниками (все вкрапленники приняты за 100 %);

г) описание минералов-вкрапленников;

д) взаимоотношения минералов-вкрапленников и их порядок выделения (если в породе имеются гломеропорфировые выделения).

3. Описание основной массы лавы:

а) состав микролитов и их количественные соотношения (цветное число лавы);

б) описание минералов микролитов, определение номера плагиоклаза в микролитах;

в) количественные соотношения микролитов и вулканического стекла;

г) название структуры основной массы.

4. Общий вывод — названия породы, ее структуры в целом и структуры основной массы.

3. План описания метаморфической породы

1. Подразделение минералов на группы:
 - а) по генетическому принципу — реликтовые, равновесные, минералы позднего диафтореза;
 - б) по количественному признаку — главные и второстепенные.
2. Количественно-минеральный состав породы (определяется вначале на глаз).
3. Описание минералов (начинать с главных; минералы позднего диафтореза описываются вслед за тем минералом, по которому они образуются).
4. Общая характеристика текстуры и структуры породы.
5. В случае порфиробластовой структуры:
 - а) описание особенностей перекристаллизации минералов порфиробластов;
 - б) описание основной ткани породы с указанием особенностей ее перекристаллизации.
6. Общие выводы: а) названия породы, ее текстуры и структуры; б) степень метаморфизма; в) состав исходной породы.

- Авгитит 146
 Агматит 231
 Адинола 245
 Альбитофир 86
 Аляскит 94, 97, 99
 Амфиболит 197, 208
 альбит-актинолитовый 197, 208, 209
 гранатовый 207, 221
 пироксеновый 221
 Амфиболитовый сланец 197, 209
 Андезинит 35
 Андезит 73, 81, 87
 Андезито-базальт 71, 84
 Андезитовый порфирит 74, 81, 86
 Андезитоидный дацит 84
 Анортозит 55, 60
 Аплит 155
 Апогранит 253
 Базальт 35, 64
 Базальтовый порфирит 54, 64
 Базанит 146
 Березит 261
 Бронзитит 42, 44
 Вебстерит 42
 Верлит 42
 Вогезит 158
 Вторичный кварцит 258, 259
 Вулканическая брекчия 18, 163, 165
 Вулканическая брекчия, глыбовая 163
 Габбро 11, 35, 55, 60
 Габбро-амфиболит 209
 Габбро-аплит 156
 Габбро-диабаз 152
 Габбро-диабаз-порфирит 152
 Габбро-диорит 35, 76
 Габбро-норит 35, 55
 Габбро-пегматит 156
 Габбро-перидотит 35, 56
 Габбро-порфирит 20, 152, 153
 Габбро-сиенит 35, 114
 Габброид 53
 Гарцбургит 42, 47
 Гиалобазальт 67
 Гиалотрахит 120
 Гиперстенит 42
 Гнейс 201, 234
 Горнблендит 43
 Гранат-пироксеновая порода 197, 209
 Гранит 11, 17, 18, 22, 25, 26, 35, 90, 92, 99
 Гранит-порфир 154
 Гранитоид 90
 Гранодиорит 18, 93, 96, 99
 Граносиенит 114
 Гранулит 202, 218
 Грейзен 256, 257
 Дацит 84, 87
 Диабаз 54, 69
 Диабазовый порфирит 54, 69
 Диорит 11, 35, 73, 79
 Диорит-амфиболит 209
 Диорит-аплит 156
 Диорит-пегматит 156
 Диорит-порфирит 153
 Долерит 67
 Дунит 35, 42, 47
 Зернистый туф 31, 163, 164
 Змеевик 49
 Игнимбрит 110
 Ийолит 131
 Карбонатит 137
 Кварцевый альбитофир 86
 Кварцевый диорит 36, 76, 79
 Кварцевый диорит-порфирит 153
 Кварцевый кератофир 109
 Кварцевый порфир 109
 Кварцит 196, 202
 полевошпатовый 197, 204
 серицитовый 196, 203
 хлоритовый 196, 203
 Кератофир 89, 122, 127
 Керсантит 158
 Кимберлит 35
 Комендит 38, 106
 Лабрадорит 55
 Лампрофир 155, 157
 Лапиллиевый туф 31, 163
 Лейцитит 146
 Лейцитовый сиенит 127
 Лерцолит 42
 Лимбургит 146, 147
 Липарит 35, 90, 103
 Липаритовый порфир 103, 108
 Липаритоидный дацит 105
 Лиственит 261
 Луяврит 131, 134
 Мариуполит 131, 134
 Меймечит 52
 Мельтейгит 131
 Метасоматит 253, 254, 255, 256
 Миаскит 131, 134
 Мигматит 230, 231

- Микрогаббро 152
 Микрогранит 152
 Микрогранодиорит 152
 Микрогнейс 210
 Микродиорит 152
 Микросениит 152
 Минетта 158
 Монзонит 114, 115, 117
 Мрамор 196, 205, 241
 Нефелинит 146
 Нефелиновый базальт 146, 147
 Нефелиновый сениит 127, 128
 Нордмаркит 125
 Норит 35, 55, 60
 Обсидиан 105
 Одинит 158
 Оливиновый перидотит 42
 Оливиновый пироксенит 42
 Оливиновый тефрит 146
 Оливин-пироксеновая порода 197, 206
 Океанит 71
 Ортогнейс 197, 211
 Основной гранулит 209
 Основной чарнокит 209, 218
 Пантеллерит 38, 105
 Парагнейс 196, 201, 204, 205
 Пегматит 156
 Пемза 105
 Пепловый туф 163
 Перидотит 35, 42, 45, 47
 Перлит 105
 Пехштейн 105
 Пикрит 35, 47, 51
 Пикритовый порфирит 47, 52
 Пироксенит 42, 47
 Пироксеновая порода 206
 Плаггиогнейс 212, 234
 Плаггиогранит 93
 Плаггиоклазит 56
 Плаггиоклаз-пироксеновая порода 197, 209
 Плато-базальт 71, 72
 Порфиритоид 197, 207
 Порфириоид 197, 210
 Пропилит 89, 257, 258
 Псевдолейцитовый сениит 131
 Птигматит 231
 Пуласкит 125
 Рапакиви 93
 Риолит 103
 Рисчоррит 131
 Роговик 237, 239, 240, 243
 альбит-актинолитовый 244
 биотитовый 242
 известково-силикатный 242
 кварцевый 243
 пироксеновый 244
 полевошпатово-кварцевый 243
 роговообманковый 244
 Саксонит 42
 Серпентинит 43
 антигоритовый 206
 Сениит 112
 Сениит-аплит 156
 Сениит-диорит 36, 114
 Сениит-пегматит 156
 Сениит порфир 155
 Силикатный мрамор 205
 Скарн 250
 известковый 252
 магнезиальный 251
 Сланец
 актинолитовый 206, 224
 антофиллитовый 206
 габбровый 209
 гнейсовый 210
 зеленый 197, 207, 224
 карбонатный 197, 224
 роговообманковый 206
 серицит-альбитовый 205
 серицит-кварцевый 196, 203
 серицит-хлоритовый 184, 196, 199, 223
 серицитовый 196, 197, 199
 серпентиновый 206
 слюдяной 183, 186, 189, 200
 тальковый 206, 224
 тремолитовый 206
 хлорит-альбитовый 205
 хлорит-кварцевый 196, 203
 хлорит-серицитовый 196, 199
 хлоритовый 199, 224
 Спессартит 158
 Спилит 16, 70, 71, 72
 Спилозит 245
 Таймырит 139
 Гералит 142, 144
 Гефрит 146, 147
 Голейтовый базальт 77
 Тоналит 93
 Трапп 53, 72
 Трахиандезит 120
 Трахибазальт 148, 149
 Трахилипарит 120
 Трахит 112, 119
 Трахитовый порфир 119, 121
 Троктолит 55
 Туфогенный конгломерат 168
 Туфогенный конгломерат, глыбовый 166
 Туфогенный песчаник 166
 Туфолава 110
 Туффит 30, 165
 Узловатый сланец 242
 Уртит 131, 134
 Фельдшпатоидный сениит 36, 127
 Фельзит 108

Филлит 190, 196, 199, 223
 Фойяит 130
 Фонолит 123, 137
 Фонолитовый порфир 137, 139
 Форелленштейн 56
 Хибинит 130, 134
 Чарнокит 93, 211, 218
 Шонкинит 141, 144
 Шонкинит-порфир 152
 Щелочной базальт 145, 147
 Щелочной базальтоид 38, 145
 Щелочной габброид 36, 38, 139, 140

Щелочной гранит 36, 38, 94
 Щелочной липарит 38, 122
 Щелочной липаритовый порфир 38
 Щелочной пироксенит 36, 38
 Щелочной сиенит 36, 38, 124
 Щелочной трахит 38, 122, 124, 127
 Щелочной трахитовый порфир 38, 122
 Эклогит 209
 Энстатитит 42
 Эссексит 141, 144
 Эссексит-порфирит 152
 Якупирангит 131

УКАЗАТЕЛЬ ТЕКСТУР И СТРУКТУР ГОРНЫХ ПОРОД

Текстуры

Брекчиевидная 231
 Брекчиевидно-такситовая 14
 Гнейсовидная 131, 133, 134, 184, 198, 201, 205, 212
 Директивная 14, 94, 183, 198
 Кокардовая 257
 Ксенолитовая 76
 Линзовидно-полосчатая 183, 198, 199, 208, 212, 231, 252
 Массивная 14, 43, 56, 76, 94, 114, 126, 142, 181, 198, 201, 202, 205, 209, 240
 Микроочковая 210
 Микроплойчатая 231
 Миндалекаменная 15, 67
 Неоднородная 76, 94, 126
 Неяснополосчатая 126
 Обломочная 52, 161
 Однородная 14, 56, 94, 240, 259
 Очковая 184, 185, 212, 231, 234
 Пемзовая 15
 Пиллоу-лава 14, 70
 Плойчатая 184, 198, 200
 Плотная 15
 Подушечная 14, 70
 Полосчатая 14, 43, 56, 76, 94, 114, 183, 191, 199, 200, 205, 208, 209, 212, 252
 Пористая 15
 Пузыристая 15, 67, 85, 120
 Пятнистая 56, 94, 114, 126, 184, 240, 252, 257, 259
 Сланцеватая 183, 198, 200, 202, 204, 205, 206, 207, 208, 209, 210, 211
 Сферическая 14
 Такситовая 14, 43, 56, 76, 94, 114, 142
 Текстуры течения 16

Тонкополосчатая 211
 Трахитоидная 126, 130, 131, 142
 Узловатая 184
 Флюидальная 14, 52, 67, 85, 106, 110, 111, 120
 Цементации 44
 Шаровая 14, 70
 Шлировая 14, 76

Структуры

Аллотриоморфнозернистая 20, 97, 154
 Андезитовая 85
 Аплитовая 155, 156
 Афанитовая 17, 19
 Афировая 67, 69, 81, 105, 137, 146
 Блестовая 206
 Блестодиабазовая 187
 Блестокластическая 210, 259
 Блестопорфирная 187, 210, 259
 Блестосаммитовая 187, 199, 202, 203
 Венцовая 58, 59
 Витрокластическая 163, 164, 165
 Витрокристаллокластическая 165
 Витрофирная 85, 121
 Габбровая 56, 57
 Гетероблестовая 185, 198, 204, 205, 245, 252
 Гетерограноблестовая 206, 208
 Гетероидиоморфнозернистая 44
 Гиалопилитовая 85, 121, 146
 Гипидиоморфнозернистая 20, 77, 78, 95, 96, 114, 115, 126, 132, 133, 134, 142, 143
 Гипокристаллическая 17
 Голокристаллическая 17

- Гомеобластовая 185, 198, 202, 205, 245
 Гранитовая 95, 154
 Гранобластовая 185, 200, 201, 205, 206, 207, 208, 209, 212, 241, 243, 252, 257, 259
 Гранолепидобластовая 186, 198, 199, 200
 Гранонематобластовая 206, 208
 Гранофировая 106, 108, 154
 Грубозернистая 17
 Диабазовая 22, 151, 152, 187
 Друзитовая 58
 Интерсерральная 69, 86, 121
 Катакластическая 209
 Кластическая 207
 Коррозонная 234, 235
 Кристаллокластическая 164, 165
 Крупнозернистая 17, 44, 56, 76, 94, 142, 185, 200, 252
 Лепидобластовая 186, 200, 206, 208, 252
 Лепидогранобластовая 186, 187, 198, 200, 204, 205, 211, 257
 Мелкозернистая 17, 27, 44, 56, 76, 94, 101, 142, 185, 198, 205, 259
 Мелкокристаллическая 211
 Микрогранитная 106
 Микрогранолепидобластовая 187
 Микрозернистая 56, 151, 210
 Микролитовая 121
 Микролепидогранобластовая 261
 Микропегматитовая 108, 154
 Микропойкилитовая 86, 106, 110, 154
 Микрофельзитовая 107
 Монцитовая 114, 115, 116, 142
 Нематобластовая 186, 201, 206, 208, 252
 Нематогранобластовая 209
 Нематолепидобластовая 206
 Неравномернозернистая 19, 114
 Обрастания структура 23
 Овоидная 93
 Ортофировая 121
 Офитовая 22, 57, 151, 152
 Палимпсестовая 187, 198
 Паналлотриоморфнозернистая 44, 133, 134
 Панидиоморфнозернистая 20, 44, 58, 153, 156, 157
 Пегматитовая 156
 Пегматоидная 131
 Перлитовая 106
 Пикролитовая 206
 Пилотакситовая 85, 146
 Письменная 156
 Пойкилитовая 44, 45, 131
 Пойкилобластовая 186, 198, 200, 208, 242, 252
 Пойкилоофитовая 57, 58, 152, 153
 Полнокристаллическая 13, 17, 19, 67, 69, 121, 179
 Полукристаллическая 17, 52, 67, 85
 Полустекловатая 106
 Порфириобластовая 185, 198, 200, 209, 234, 242, 244, 245
 Порфировая 19, 52, 67, 69, 81, 103, 119, 120, 137, 146, 148, 151, 152, 154, 207, 259
 Порфировидная 18, 19, 52, 77, 95, 114, 126
 Призматическизернистая 77, 154
 Равновесная 198
 Равномернозернистая 19
 Реликтовая 70, 187, 209
 Роговиковая 187, 240, 242, 243, 244, 245, 252
 Сидеронитовая 21, 45
 Ситовидная 187
 «Снежного кома» структура 188, 189
 Среднезернистая 17, 44, 56, 76, 94, 114, 126, 142, 185
 Стекловатая 17, 19, 27
 Сферолитовая 107, 110, 154
 Тонкозернистая 240
 Трахитовая 121, 138, 146
 Фельзитовая 107, 110
 Цементации структура 44
 Явнокристаллическая 17

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие. <i>В. И. Чернов</i>	3
Введение. <i>В. И. Чернов</i>	4
Часть I. Магматические породы. <i>И. Ф. Трусова</i>	7
Глава I. Общие сведения о магматических породах. <i>И. Ф. Трусова</i>	7
§ 1. Химический и минеральный состав. <i>В. И. Чернов</i>	7
§ 2. Текстура и структура. <i>И. Ф. Трусова</i>	13
§ 3. Геологические условия залегания магматических пород. <i>В. И. Чернов</i>	23
Глава II. Классификация и номенклатура магматических пород. <i>И. Ф. Трусова, В. И. Чернов</i>	32
Глава III. Описание магматических пород	39
<i>A. Магматические породы нормального ряда</i>	39
§ 4. Группа ультраосновных пород	39
Глубинные породы. <i>В. И. Чернов</i>	51
Вулканические породы. <i>В. И. Чернов</i>	53
§ 5. Группа основных пород (группа габбро — базальта)	54
Глубинные породы (габброиды). <i>В. И. Чернов</i>	64
Излившиеся породы (базальты и базальтовые порфиры). <i>И. Ф. Тру-</i> <i>сова</i>	73
§ 6. Группа средних пород (группа диорита — андезита)	74
Глубинные породы (диориты). <i>В. И. Чернов</i>	81
Излившиеся породы (андезиты и андезитовые порфиры). <i>И. Ф. Тру-</i> <i>сова</i>	90
§ 7. Группа кислых пород (группа гранита — липарита)	90
Глубинные породы (гранитоиды). <i>В. И. Чернов</i>	90
Излившиеся породы (липариты и липаритовые порфиры). <i>И. Ф. Тру-</i> <i>сова</i>	103
§ 8. Группа средних пород повышенной щелочности (группа сиенита — трахита)	112
Глубинные породы (сиениты). <i>В. И. Чернов</i>	112
Излившиеся породы (трахиты и трахитовые порфиры). <i>И. Ф. Трусова</i>	119
<i>B. Магматические породы щелочного ряда</i>	123
§ 9. Щелочные породы, насыщенные кремнеземом (группа щелочного сиенита — щелочного трахита)	124
Глубинные породы (щелочные сиениты). <i>В. И. Чернов</i>	124
Излившиеся породы (щелочные трахиты и кератофиры). <i>И. Ф. Трусова</i>	127
§ 10. Щелочные породы среднего состава, недосыщенные кремнеземом (группа нефелинового сиенита — фонолита)	127
Глубинные породы (нефелиновые сиениты). <i>И. Ф. Трусова</i>	128
Излившиеся породы (фонолиты и фонолитовые порфиры). <i>И. Ф. Трусова</i>	137
§ 11. Щелочные породы основного состава, недосыщенные кремнеземом (группа щелочных габброидов — щелочных базальтоидов)	139
Глубинные породы (щелочные габброиды). <i>В. И. Чернов</i>	139
Излившиеся породы (щелочные базальтоиды). <i>И. Ф. Трусова</i>	145

<i>В. Полуглубинные и жильные породы. И. Ф. Трусова</i>	150
§ 12. Асхистовые породы	151
§ 13. Диасхистовые породы	155
<i>Г. Вулканогенные обломочные породы. И. Ф. Трусова</i>	161
Глава IV. Гипотезы происхождения магматических пород. И. Ф. Трусова	167
§ 14. Гипотезы происхождения пород ультраосновного и основного состава	168
§ 15. Гипотезы происхождения пород кислого состава	173
Часть II. Метаморфические породы	179
Глава V. Общие сведения о метаморфизме. И. Ф. Трусова	179
§ 16. Главные факторы метаморфизма	179
§ 17. Типы метаморфизма	180
§ 18. Минеральный состав	181
§ 19. Текстура и структура	183
§ 20. Перекристаллизация	187
Глава VI. Региональный метаморфизм и его фации. И. Ф. Трусова	191
§ 21. История развития учения о региональном метаморфизме	191
§ 22. Главные факторы регионального метаморфизма	193
§ 23. Режим воды и углекислоты при региональном метаморфизме	193
§ 24. Три ступени регионального метаморфизма	195
§ 25. Ряды метаморфических пород	199
Метаморфические породы, возникшие за счет осадочных пород	199
Глинистые породы	199
Песчаники	202
Карбонатные породы	205
Метаморфические породы, возникшие за счет магматических пород	206
Ультраосновные породы	206
Породы основного и среднего состава	207
Породы кислого состава	210
§ 26. Полезные ископаемые, парагенетически связанные с регионально-метаморфическими породами	212
§ 27. Учение о фациях регионального метаморфизма	213
§ 28. Анализ диаграмм состояния для главных фаций П. Эскола	216
§ 29. Фации глубинности Д. С. Коржинского	225
Глава VII. Ультраметаморфизм (инъекционный метаморфизм, мигматизация, гранитизация). И. Ф. Трусова	230
Глава VIII. Контактный метаморфизм. В. И. Чернов	236
§ 30. Геологические условия залегания контактово-метаморфических пород	236
§ 31. Общие свойства роговиков	239
§ 32. Главные типы контактово-метаморфических пород	241
§ 33. Понятие о фациях контактового метаморфизма	245
Глава IX. Метасоматизм постмагматической стадии. И. Ф. Трусова	248
§ 34. Метасоматизм ранней щелочной стадии	250
Скарны	250
§ 35. Метасоматизм кислотной стадии	253

Кварц-полевошпатовые метасоматиты	253
Грейзены	256
Пропилиты	257
Вторичные кварциты	258
Березиты и листвениты	261
§ 36. Метасоматизм стадии осаднения	261
Список литературы	262
Приложение. Рекомендуемые планы описания магматических и метаморфических пород	264
1. План описания глубинной породы	264
2. План описания излившейся породы	264
3. План описания метаморфической породы	265
Указатель горных пород	266
Указатель текстур и структур горных пород	268

Ирина Федоровна Трусова
Владимир Иванович Чернов

ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Редактор издательства Л. М. Старикова
Переплет художника Ю. Г. Асафова
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор А. Е. Матвеева
Корректор М. П. Курылева

ИБ № 3631

Сдано в набор 30.10.81. Подписано в печать 09.03.82. Т-06520. Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 2. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл.-печ. л. 17,0. Усл. кр.-отт. 17,0. Уч.-изд. л. 17,94. Тираж 7500 экз. Заказ 2484/7827-14. Цена 95 коп.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 191126, Ленинград, Социалистическая ул., 14.

3853

НЕДРА