МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Основные породы

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ

Петрографический комитет ОГГГ

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии

МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Т. 3

Основные породы

Ответственный редактор тома

Е.В.ШАРКОВ

МОСКВА
"НАУКА"
1985

4531

УДК 552.2

Авторы:

Е.Д. Андреева, О.А. Богатиков, А.М. Борсук, В.И. Гоньшакова, Ю.И. Дмитриев, И.С. Красивская, Е.Е. Лазько, А.К. Симон, М.К. Суханов, Д.И. Фрих-Хар, А.А. Цветков, С.В. Чесноков, Е.В. Шарков

Магматические горные породы. Т.3. М.: Наука, 1985.

Рассмотрены геология, петрография, минералогия и петрохимические особенности основных магматических пород Земли и Луны. Выделены типичные ассоциации основных пород, связанные с главнейшими морфоструктурами Земли, установлено их сходство и различие. Проведен анализ закономерностей формирования серий основных пород в условиях разных геодинамических режимов, что позволило выявить серии, встречающиеся только в связи с определенными типами режимов (специфические) и не зависящие от типа режима (неспецифические). Обсуждены проблемы дифференциации основных магм. Показана связь определенных типов месторождений полезных ископаемых с различными ассоциациями основных горных пород.

Книга рассчитана на широкий круг читателей – научных работников, геологов-производственников, студентов геологических вузов. Обширный материал, представленный в монографии, позволит использовать ее и как справочное пособие. Ил. 143. Табл. 143. Библиогр. 375 назв.

Редакционная коллегия:

О.А. БОГАТИКОВ (главный редактор),
Е.В. ШАРКОВ, А.М. БОРСУК, В.И. ГОНЬШАКОВА,
В.И. КОВАЛЕНКО, В.А. КОНОНОВА, Е.Е. ЛАЗЬКО

1904020000-527
М ——————— 170-85–IV
042 (02)-85

© Издательство "Наука", 1985 г.

ВВЕДЕНИЕ

Монография является третьим томом серии "Магматические горные породы". В ней суммированы данные по петрологии основных пород для всех важнейших тектонических структур Земли с привлечением материалов по породообразующим минералам, геохимии и изотопии.

Магматические горные породы основного состава, или базиты, являются наиболее распространенными на поверхности Земли. Они представляют собой обширную группу, включающую базальты, габброиды, анортозиты, пироксениты и др., т.е. породы, содержащие от 44 до 53% кремнезема с небольшими вариациями (± 2%).

Эффузивные и гипабиссальные члены этой группы (базальты, долериты и др.) по распространенности на земной поверхности резко превосходят глубинные (габбро, анортозиты и т.п.). Например, на территории СССР на их долю приходится около 40% всей площади, занятой магматическими образованиями. В океанах они распространены еще шире, ими практически выстлана вся поверхность твердого дна и сформированы океанские острова.

Базальтовый магматизм – главный не только на Земле, но и на Луне, где он является практически единственным типом магматической деятельности. Базальты и их интрузивные аналоги занимают огромные площади как в пределах устойчивых областей земной коры, так и в подвижных областях, являясь чуткими индикаторами геодинамического режима. Эта сторона вопроса является одной из наиболее важных при тектонической типизации регионов и разработке различных геодинамических и эволюционных моделей развития Земли.

Помимо большого теоретического значения, изучение базитов представляет и значительный практический интерес, так как с базальтовыми сериями и их интрузивными аналогами связаны крупные месторождения различных полезных ископаемых. Это в первую очередь крупнейшие месторождения сульфидных медно-никелевых руд, хромита, титаномагнетита, платины, связанные с расслоенными массивами основных и ультраосновных пород, медноколчеданные месторождения в спилитовых сериях, серебряные руды, рудоносные рассолы в современных рифтовых областях и т.д. Часть основных пород, например анортозиты, сами являются полезными ископаемыми; они представляют собой потенциальное глиноземистое сырье, а кроме того, являются прекрасным поделочным камнем. Подробное описание семейств, видов и разновидностей основных горных пород с детальной характеристикой их текстур и структур приведено в первом томе серии "Магматические горные породы". Поэтому цель данного тома – описание типичных ассоциаций основных (базитовых) магматических горных пород нормальных по щелочности и субщелочности рядов, развитых в разных геотектонических обстановках. Основные породы щелочного состава рассматриваются здесь лишь попутно; их подробное описание приведено в специальном томе "Щелочные породы".

В настоящее время существует огромное количество публикаций, так или иначе затрагивающих проблему пород основного состава. Однако, как правило, эти сведения носят фрагментарный характер и касаются только отдельных сторон проблемы. Не

решают ее и два крупных обобщения по базальтам (Basalts, 1967, 1968; Basaltic volcanism..., 1981), поскольку в них не рассмотрены базиты интрузивного происхождения.

В настоящей работе материал изложен в соответствии с естественно выделяемыми глобальными геологическими структурами и проявленными в них типами геодинамических режимов. При этом было признано целесообразным в первую очередь охарактеризовать именно современные геодинамические ситуации, в которых проявлен базитовый магматизм, чтобы с помощью таких "модельных" примеров выявить древние аналоги подобных областей, представленных в настоящее время в большинстве случаев в той или иной мере переработанными фрагментами в пределах складчатых поясов. По-видимому, только таким путем – от более известного к менее известному – можно разобраться в особенностях геодинамических обстановок далекого прошлого, определить их специфику и тем самым выявить особенности эволюции магматических процессов. Исходя из современных представлений, все магмоактивные области разделены на две группы. К первой группе отнесены области, развивающиеся в режиме растяжения земной коры, или спрединга, – рифтовые области континентов, срединно-океанические хребты, задуговые окраинные моря. Сюда же отнесены районы внутриплитного магматизма – океанские острова и трапповые поля континентов. Этот тип магмоактивных областей проявлен в пределах как материковых, так и океанических сегментов земной коры, и сопоставление их магматизма представляет собой особую задачу. Ко второй группе отнесены глобальные структуры, развивающиеся в режиме сжатия, – островные дуги и активные окраины континентов. Многие исследователи полагают, что здесь происходит поддвигание (субдукция) одних литосферных плит (обычно с океанической земной корой) под другие (с континентальной корой). В пределах складчатых (геосинклинальных) областей, закончивших свое развитие, обычно реконструируются оба типа магматических режимов. Особенностью таких областей, претерпевших крупномасштабные складчатые деформации, сопровождаемые различными разрывными нарушениями, является их весьма неравномерный эрозионный срез; здесь на дневную поверхность выведены интрузивные аналоги эффузивных серий, в ряде случаев предотавляющие собой периферические глубинные очаги вулканов.

Все изложенное определило структуру монографии, первая часть которой посвящена магматическим ассоциациям материковых сегментов, а вторая – океанических, в том числе и активных окраин океанов и континентов.

Исходя из целей монографии – характеристики базитовых ассоциаций разных геодинамических обстановок, при их описании мы старались показать эту специфику на примере наиболее изученных конкретных комплексов (ассоциаций) пород с их геологией, внутренней структурой, петрографией, геохимией и минерагенией. При обобщении имеющегося материала, как и следовало ожидать, выявилась крайняя неравномерность изученности различных комплексов и соответственно типов ассоциаций. Поэтому такие описания в ряде случаев оказались неполными, что в общем отражает современную степень изученности этих образований.

Особое внимание в работе уделено базитовому магматизму материковых сегментов, геология которых доступна прямому наблюдению и по которым накоплен огромный фактический материал, несопоставимый с материалом по океанам. В первую очередь это относится к складчатым (геосинклинальным) областям. Сложность характеристики магматизма этих областей, где наблюдается совмещение обоих его типов, заключается в том, что подавляющее число описаний выполнено в терминах геосинклинальной модели на формационной основе, в то время как сравнительный материал по современным геодинамическими ситуациям охарактеризован с позиций тектоники плит. Обе системы понятий в настоящее время достаточно хорошо разработаны, но, к сожалению, имеют слишком мало точек соприкосновения. Поэтому в данной монографии при описании соответствующих серий пород принят термин "ассоциация", не несущий специфической геотектонической нагрузки, что значительно облегчает сопоставление и интерпретацию разновозрастных комплексов в разных системах понятий.

Большую важность для развития различного рода эволюционных представлений имеют материалы по магматизму раннего докембрия. Спецификой докембрийских подвижных областей является, как правило, их глубокий эрозионный срез. Здесь фактически мы имеем дело с "корнями" складчатых областей, обычно подвергшихся очень мощным процессам деформаций и метаморфизма в условиях высоких температур и давлений. Здесь наблюдаются и наиболее глубинные интрузивы. Специальное изучение магматизма докембрия (Магматические формации..., 1980) не выявило заметных отличий древнего базитового магматизма от фанерозойского за исключением двух важных ассоциаций – коматиитов зеленокаменных поясов и анортозитов, пользующихся здесь весьма широким развитием. Описанию этих специфических ассоциаций посвящена отдельная глава. В специальной главе охарактеризован магматизм Луны, также имеющий докембрийский возраст.

В третьей части монографии рассмотрены общие вопросы минералогии и геохимии базитов, а также проблемы дифференциации базитовых магм. Глобальный характер распространения базитов и их связь с различными геодинамическими режимами сделали необходимым на этом этапе провести генерализацию материала с учетом масштаба задачи. В качестве наиболее крупного таксона здесь были приняты серии магматических горных пород, поскольку конкретные магматические ассоциации часто несут на себе отпечаток региональных особенностей.

К сожалению, в понятие "магматическая серия" нередко вкладывается различный смысл. Не останавливаясь на сути разногласий, укажем, что нами под магматической серией понимается генерализованная совокупность магматических ассоциаций, породы которых связаны промежуточными разновидностями в последовательные петрографические ряды, или ряды дифференциации (например, от основных к кислым в сериях нормальной щелочности), подчиняющиеся единым для серии физико-химическим закономерностям. При этом каждая серия характеризуется общими, присущими только ей чертами минерального и химического состава, позволяющими делать вывод о генетическом родстве слагающих ее пород. Образования одной и той же серии могут быть представлены как в интрузивном, так и в эффузивном вариантах, существенно различающихся по структуре организации вещества.

Среди всего многообразия континентальных и океанических изверженных пород, вслед за Уэйджером, Куно, Нокколдс, Мияширо и Джоплин, было выделено пять главных базитсодержащих магматических серий: толеитовая (нормальной щелочности), субщелочная (K-Na), шошонитовая (K-субщелочная), известково-щелочная и щелочная (Na, K-Na и K). Такое свертывание информации позволило уточнить характер связи типов магматических режимов с геодинамическими и выявить среди первых специфические, т.е. связанные с определенным типом геодинамического режима, и неспецифические, или "сквозные", магматические серии.

При описании магматических горных пород конкретных ассоциаций использовалась классификация и номенклатура вулканических и плутонических пород, разработанная Терминологической комиссией Петрографического комитета ОГГГ АН СССР и рассмотренная в первом томе. В отличие от большинства существующих классификаций, она характеризуется тем, что систематика здесь построена по иерархическому принципу с теми же классификационными подразделениями, которые приняты для систематики объектов других естественных наук (тип, класс, группа, ряд, семейство, вид, разновидность).

По фациальному признаку магматические горные породы разделяются на два класса: плутонические (интрузивные) и вулканические. Для выделения групп магматических горных пород (ультраосновных, основных, средних и кислых) используется химический признак – содержание кремнезема. Группы магматических пород по степени щелочности, т.е. по относительному содержанию суммы щелочей, разделяются на три ряда: породы нормальной щелочности, субщелочные и щелочные. В основу разделения горных пород нормальной щелочности и субщелочных положена степень насыщенности пород

кремнеземом, фиксируемая составом как темноцветных (диопсид-авгит, ортопироксен в насыщенных породах; титанавгит, оливин, керсутит – в недосыщенных), так и салических минералов (в недосыщенных – отсутствие кварца, появление щелочного полевого шпата, анальцима и др.). Породы субщелочного и щелочного рядов разделяются по появлению в последних модальных фельдшпатоидов в количестве более 5% и других щелочных минералов.

Использование диаграммы SiO_2–($Na_2O + K_2O$), а также соответствующих ассоциаций типоморфных и существенных породообразующих минералов позволяет выделить среди основных горных пород семейства горных пород, принимая во внимание также и обстановку их кристаллизации (на поверхности, в гипабиссальных условиях, на значительной глубине от поверхности). По этому принципу в нормальном ряду основных вулканических и субвулканических пород выделяются два семейства: 1) пикробазальтов и пикродолеритов; 2) базальтов и долеритов. Среди плутонических пород также выделяются два семейства: 1) основных ультрамафитов–пироксенитов–горнблендитов; 2) габброидов. Субщелочной ряд основных вулканических пород представлен семейством субщелочных базальтов–трахибазальтов.

Семейство пикробазальтов и пикродолеритов включает всего один вид того же названия. Однако уже в семействе базальтов выделяются четыре вида горных пород: 1) оливиновый базальт и долерит; 2) собственно базальт и долерит (нормальный); 3) лейкобазальт и лейкодолерит; 4) гиперстеновый базальт.

Семейство субщелочных базальтов–трахибазальтов включает семь видов: 1) субщелочной оливиновый базальт (долерит); 2) субщелочной оливиновый лейкобазальт (лейкодолерит); 3) мегаплагиофировый лейкобазальт ("анортозитовые лавы" Камчатки); 4) гавайит (андезиновый базальт); 5) муджиерит (олигоклазовый базальт); 6) трахибазальт (трахидолерит); 7) шошонит (высококалиевый трахибазальт и трахидолерит). При этом надо подчеркнуть, что мегаплагиофировые лавы являются двупироксеновыми; в них преобладает основной плагиоклаз, а минералы повышенной щелочности отсутствуют. По этим признакам они могут рассматриваться как наиболее лейкократовая разновидность гиперстеновых базальтов.

Характерной особенностью минерального состава пород этого семейства является повышенное содержание альбитовой составляющей в плагиоклазе, с чем связано наличие андезина и олигоклаза (часто высококалиевых), появление титан- и эгирин-авгитов, анортоклаза, ортоклаза или санидина и небольших количеств керсутита и биотита.

Для обозначения альбитизированных, хлоритизированных и карбонатизированных базальтов, широко распространенных в подвижных областях, сохранен термин "спилит", хотя по мнению большинства петрографов образование этих пород связано с изменением толеитовых базальтов вторичными наложенными процессами (взаимодействием с морской водой, натриевым метасоматозом и т.д.). Вместе с тем этот термин широко используется в мировой литературе, а сами спилиты являются весьма специфической разновидностью пород основного состава.

Также признано целесообразным использование ряда терминов для обозначения новых видов пород, таких, как "бониниты", "марианиты" и некоторые другие, широко вошедшие в петрографическую практику в самые последние годы. Кроме того, при описании горных пород конкретных ассоциаций наряду с принятыми названиями часто в скобках сохранены авторские названия, до сих пор широко используемые в литературе.

Основные плутонические породы нормального петрохимического ряда представлены главным образом семейством габброидов с видами: габбро (Pl + Cpx), норит (Pl + Opx), габбронорит (Pl + Opx + Cpx). Существенную роль в семействе габброидов играет оливин. Его различные сочетания с плагиоклазом характеризуют четко обособленный вид – "троктолит", за лейкократовыми и меланократовыми разновидностями которого еще сохранились устаревшие названия "форелленштейн" и "гарризит". При увеличении

в породе количества пироксенов появляются переходные разновидности – оливиновые габбро, нориты и габбронориты.

Минеральный состав анортозитов, также принадлежащих к семейству габброидов, характеризуется только одним типоморфным минералом – основным плагиоклазом, обычно лабрадором. Анортозиты с более кислым плагиоклазом (андезином, олигоклазом) называются "плагиоклазиты". По мере увеличения содержания в породах пироксенов они переходят в лейкогаббро (габбро-анортозиты, габбронорит-анортозиты).

Другое семейство базитов образуют основные ультрамафиты ("перкниты"), в которых минеральные ассоциации представлены различными сочетаниями ортопироксена, клинопироксена и(или) роговой обманки. Это семейство пироксенитов–горнблендитов, связанных постепенными переходами через оливиновые разновидности с семейством перидотитов в группе ультраосновных пород, а также с семейством габброидов (> 10%).

Привлечение столь обширного материала определило круг авторов, участвовавших в составлении монографии. Все они за малым исключением являются сотрудниками отдела петрографии ИГЕМ АН СССР, в течение многих лет занимавшимися исследованиями соответствующих типов ассоциаций. Ответственными составителями разделов по базитовому магматизму континентальных сегментов являлись О.А. Богатиков и Е.В. Шарков (рифтовые и стабилизированные области, а также древнейшие области Земли), А.М. Борсук (складчатые области), по океаническим сегментам – А.А. Цветков и Ю.И. Дмитриев, по характеристике главных особенностей базитового магматизма – Е.В. Шарков и О.А. Богатиков. Конкретный вклад каждого из привлеченных специалистов указан в оглавлении.

Сложность и многогранность проблемы базитового магматизма и все еще относительно ограниченный и неравномерный объем фактического материала приводят к тому, что далеко не по всем рассматриваемым вопросам могут быть сделаны однозначные выводы. Дискуссионные положения в монографии подчеркнуты особо, и это должно сыграть свою роль при дальнейших целенаправленных исследованиях проблемы.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ МИНЕРАЛОВ И ИХ СОСТАВЛЯЮЩИХ

Ab – альбит
Aeg-Aug – эгирин-авгит
Aeg-Di – эгирин-диопсид
Am – амфибол
alk Am – щелочной амфибол
An – анортитовая составляющая в плагиоклазе
Anc – анальцим
Ant – анортоклаз
Ang – энигматит
Ap – апатит
Aug – авгит
ti-Aug – титанавгит
Bt – биотит
Cpx – клинопироксен
Crt – хромшпинелид
Di – диопсид
Di-Aug – диопсид-авгит
En – энстатит
F – фельдшпатоид
Fa – фаялитовая составляющая в оливине
Fo – форстеритовая составляющая в оливине
Fs – ферросилитовая составляющая в пироксене
Fsp – калиевый и калиево-натриевый полевой шпат
Ged – геденбергит
Gr – гранат
Hbl – роговая обманка
Hm – гематит
Hyp – гиперстен
Ilm – ильменит
Krs – керсутит
Lc – лейцит
M – темноцветные минералы
Mi – микроклин
Mt – магнетит
ti-Mt – титаномагнетит
Ne – нефелин
Ol – оливин
Opx – ортопироксен
Ort – ортоклаз
Pht – флогопит
Pig – пижонит
Pig-Aug – пижонит-авгит
Pl – плагиоклаз
Px – пироксен
Q – кварц
Rm – рудный минерал
San – санидин
Sp – шпинель
Sph – титанит (сфен)
Srp – серпентин
Wo – волластонит
Zr – циркон

ЧАСТЬ I

БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СЕГМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Глава 1

БАЗИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВЫХ ОБЛАСТЕЙ

Континентальный рифтовой магматизм, пожалуй, единственный из главных типов магматических режимов, доступный всестороннему изучению с помощью всего комплекса современных геолого-геофизических методов. Наиболее важным обстоятельством является то, что этот тип режима весьма активен в настоящее время, а это позволяет детально изучить характер его регионального проявления, исследовать вещественный состав пород, последовательность изменения этого состава во времени и пространстве, установить характер геофизических полей, динамику процесса, его геоморфологическое выражение и т.д. Наличие таких эталонов, как современные рифтовые зоны, позволяет сравнительно легко идентифицировать аналогичные режимы среди геологических образований далекого прошлого, часто описываемых в качестве магматизма зон активизации. Изучение подобных образований, в пределах которых наблюдаются различно эродированные участки, позволяет прямыми геологическими методами исследовать реальное строение глубинных частей рифтов, скрытых от наблюдения в современных областях, и тем самым дать объемную геодинамическую картину процесса рифтогенеза.

В настоящее время выделяются два главных типа континентальных рифтов: а) изолированные внутриконтинентальные рифты, не связанные с мировой океанической рифтовой системой; б) континентальные рифты, переходящие в океанические, т.е. непосредственно связанные со срединно-океаническими хребтами. Каждый из них имеет свои особенности магматизма существенно базальтового профиля. Магматизм рифтовых областей первого типа будет рассмотрен на примере кайнозойской Байкало-Монгольской рифтовой системы. Примером континентальных рифтов второго типа является Африкано-Аравийская, или Восточно-Африканская, рифтовая система. Из палеорифтовых областей наиболее изучен магматизм пермского грабена Осло и раннедокембрийской (свекофенской) рифтовой системы Карело-Кольского региона.

БАЗАЛЬТОВЫЙ МАГМАТИЗМ СОВРЕМЕННЫХ РИФТОВЫХ ОБЛАСТЕЙ

БАЙКАЛО-МОНГОЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА

Наиболее изученной внутриконтинентальной рифтовой областью, не связанной с системой океанических рифтов, является обширная кайнозойская Байкало-Монгольская область (Грачев, 1977; Киселев и др., 1979; Кепежинскас, 1979; Салтыковский и др., 1981 и др.). Как следует из результатов многочисленных исследований, ее развитие происходило в два этапа. Для первого характерны мощные, рассредоточенные на большой территории трещинные излияния базальтов, преимущественно субщелочных оливиновых базальтов (предрифтовая стадия). Со вторым этапом связана локализация магматической и тектонической деятельности в пределах сравнительно узкой полосы голоценового собственно Байкальского рифта, где формируется горный рельеф, а вулканизм концентрируется преимущественно в пределах рифтовых впадин. Для этого

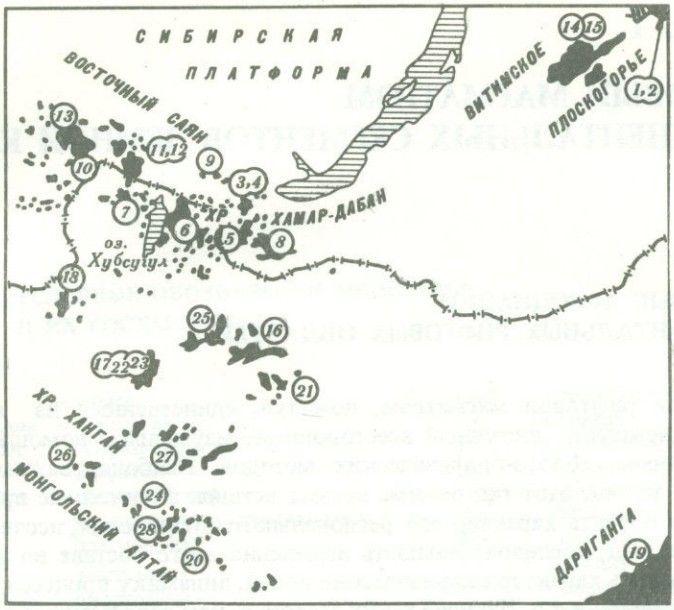


Рис. 1. Схема размещения ареалов кайнозойского вулканизма в Байкало-Монгольском регионе (Салтыковский и др., 1981)

Ареалы: *1, 2* – хр. Удокан: *1* – $N_2?–O_2$, *2* – $Q_3–Q_4$; *3–4* – Тункинская впадина: *3* – N_1, *4* – $N_2–Q_3$; *5* – хр. Хамар-Дабан (N_1); *6* – Восточное Прихубсугулье ($N_1?$); *7* – Западное Прихубсугулье ($N_2^3–Q$); *8* – Джидинский район ($Q_1–Q_4$); *9* – Китойские гольцы (N_1); *10* – верховья р. Бий-Хем (Q_2); *11, 12* – Окинский район: *11* – N_1, *12* – $Q_3–Q_4$; *13* – Северо-Восточная Тува (Q); *14, 15* – Витимское плато: *14* – N_1, *15* – Q; *16* – Орхон-Селенгинский (Q_4); *17* – Тарятская впадина и бассейн р. Чудуг (N_2); *18* – Тэсин-Гол ($N_1?$); *19* – плато Дариганга ($N_1–Q_4$); *20* – Северо-Гобийский ($K_2–P_2$); *21* – Угей-Нурский (N_1); *22, 23* – Тарятская впадина: *22* – $Q_1–Q_3$, *23* – Q_4, *24* – северный борт Долины Озер ($P_3–N_1?$); *25* – Хануй-Гольский ($N_2–Q_4$); *26* – Дзабханский ($N_1–N_2?$); *27* – южный склон хр. Хангай ($N_1?$); *28* – осевая зона Гобийского Алтая ($N_1?$)

этапа более характерен вулканизм центрального типа, сопровождаемый появлением дифференцированных серий (рифтовая стадия).

Базальтовый магматизм предрифтовой стадии. Ареал распространения магматических образований предрифтовой стадии значительно превышает площадь собственно Байкальской рифтовой зоны, которая занимает его северную часть. Он охватывает также Витимское плоскогорье, Восточную Туву, Центральную и Северную Монголию, где на протяжении всего кайнозоя проявлялся интенсивный базальтовый вулканизм. Общая площадь ареала достигает 7 млн. км^2. Проявления вулканизма на этой огромной территории далеко не повсеместны; обычно они локализуются в виде большого количества разрозненных ареалов (рис. 1).

Особенностью базальтового вулканизма является преимущественно трещинный характер излияний. Изучение разрезов выявило следующую общую закономерность строения вулканогенных толщ. В основании обычно развиты сравнительно маломощные (от 2 до 30–40 м) пирокластические и вулканогенно-осадочные образования, затем следует мощная (до 600–800 м) серия потоков лав типа платобазальтов с очень редкими внутрилавовыми прослоями осадочных пород, пирокластических образований и единичными субвулканическими телами, пронизанная многочисленными дайками мощностью 3–4 м. На заключительных этапах формирования вулканогенных толщ образуются моногенные лавовые и шлаковые конусы.

Важной особенностью вулканитов является практически повсеместное присутствие в них разнообразных включений глубинных пород и минералов, что представляет большой интерес для реконструкции условий формирования магм и установления вещественного состава нижних частей коры и верхней мантии данного региона.

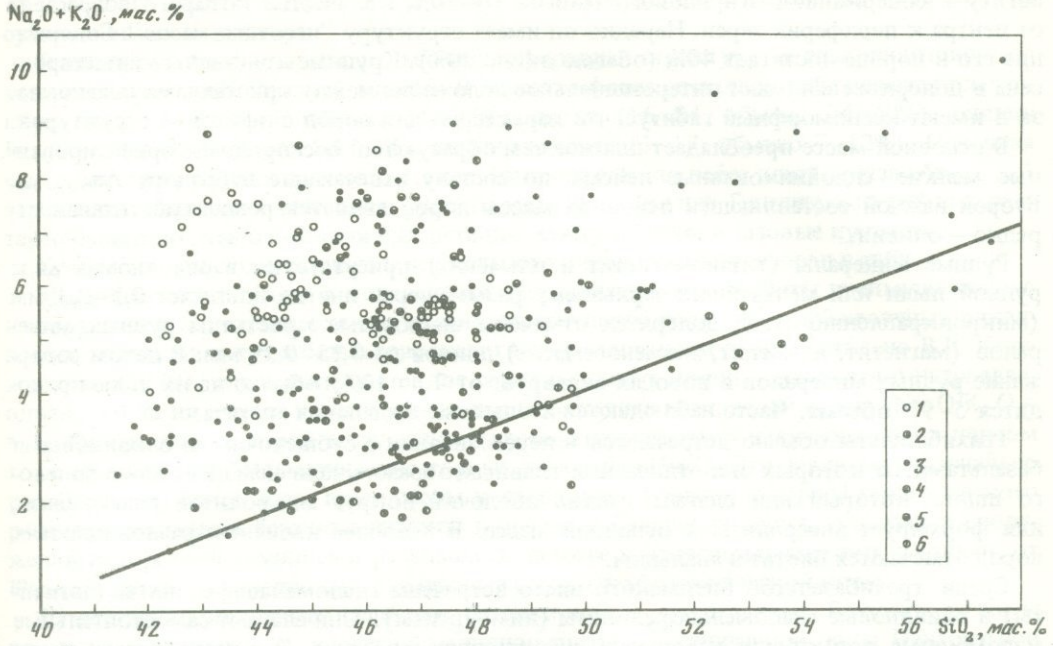


Рис. 2. Положение базальтов Байкальской рифтовой области на диаграмме SiO_2–(Na_2O + K_2O) (Грачев, 1977)

1–6 — базальты: *1* — среднечетвертичные, Чарский рифт; *2, 3* — миоценовые: *2* — Тункинская впадина, *3* — хр. Хамар-Дабан; *4* — плиоцен-четвертичные, Тункинская впадина; *5, 6* — позднечетвертичные: *5* — бассейн р. Джиды, *6* — Момский рифт, вулкан Балаган-Тас

Главные типы пород предрифтовой стадии. Наиболее распространенными разновидностями пород Байкало-Монгольской рифтовой области являются субщелочные оливиновые базальты и трахибазальты, с которыми обычно в подчиненном количестве ассоциируют оливиновые гиаломеланефелиниты (лимбургиты), гавайиты, муджиериты, трахиандезиты (бенмореиты) и трахиты (рис. 2). Последние встречены только в области развития дифференцированных серий хр. Удокан. К образованиям субщелочной серии пород относятся миоценовые базальты хр. Хамар-Дабан, Тункинской впадины, плиоценовые — Прихубсугулья и плейстоценовые — верховьев р. Бий-Хем. Из монгольских ареалов это лавы Тарятской впадины (плиоцен и плейстоцен), а также миоценовые образования р. Тэсин-Гол, Угей-Нурского ареала, плато Дариганга, Долины Озер и южного склона хр. Хангай. Характеристика пород приводится по данным А.Ф. Грачева (1977) и И.В. Белова (1963).

Макроскопически базальты обладают порфировой структурой с гиалопилитовой или микродолеритовой основной массой. Наиболее часто встречаются переходные типы структур (от стекловатой до микродолеритовой) и микродолеритовая. Стекловатые (витропорфировые) структуры характерны для верхних частей потоков и шлаков. Полнокристаллические породы (долериты), отмеченные во внутренних частях потоков, обладают офитовой структурой с элементами габбро-офитовой в наиболее мощных потоках.

В субщелочных оливиновых базальтах устанавливаются следующие ассоциации минералов-вкрапленников: оливин, оливин+плагиоклаз±титаномагнетит, оливин+плагиоклаз+клинопироксен±титаномагнетит±ильменит.

Вкрапленники оливина (Fa_{15-25}) округлой формы, составляют от 3 до 40, чаще 20–30% объема пород. Плагиоклаз An_{60-70} (редко до An_{79}) обычно имеет лейстовидную форму, иногда резорбирован вулканическим стеклом. На его долю приходится от 5 до 40% объема (в среднем 20–30%). Клинопироксен относится к титанистому эгирин-

авгиту с содержанием эгиринового минала 10–20%, количество которого возрастает от центра к периферии зерен. Нередко он имеет структуру "песочных часов". Содержание его в породе достигает 40% (обычно около 20%). Крупные кристаллы клинопироксена в долеритах занимают интерстициальное положение между кристаллами плагиоклаза и имеют ксеноморфный габитус, что характерно для пород с офитовой структурой.

В основной массе преобладает плагиоклаз, образующий беспорядочно ориентированные мелкие сдвойникованные лейсты, по составу отвечающие лабрадору An_{50-60}. Второй важной составляющей основной массы пород является розоватый титанавгит, редко – оливин.

Рудные минералы (титаномагнетит и ильменит) присутствуют в основном в виде рудной пыли или мельчайших зернышек; размер зерен иногда достигает 0,2–0,3 мм (микровкрапленники). В долеритах отмечены шестоватые кристаллы рудных минералов (магнетит, ильменит, ильменогематит) длиной до 0,15–0,25 мм. В целом содержание рудных минералов в породах варьирует от 2 до 13%; обычно на их долю приходится 5–9% объема. Часто наблюдаются игольчатые выделения апатита.

Трахибазальты обычно встречаются в переслаивании с субщелочными оливиновыми базальтами, от которых они отличаются главным образом наличием щелочного полевого шпата, который или слагает тонкие оболочки вокруг микролитов плагиоклаза, или формирует микролиты в основной массе. В наиболее калиевых разновидностях пород отмечаются биотит и анальцим.

Среди трехибазальтов Витимского плато встречены гиаломеланефелиниты (авгититы) и оливиновые гиаломеланефелиниты (лимбургиты). Они слагают самостоятельные маломощные потоки или небольшие субвулканические тела. Это темно-серые, почти черные стекловатые породы иногда с синеватым или буроватым оттенком. Некоторые из них наряду с клинопироксеном (титанавгитом) и оливином содержат в стекловатом базисе таблитчатые и призматические кристаллы плагиоклаза и определяются как гиаломеланефелинитовые (лимбургитовые) базальты. Собственно оливиновые гиаломеланефелиниты (лимбургиты) – это бесполевошпатовые породы с фенокристаллами оливина и клинопироксена.

Только в районе р. Джилинды (Южное Прибайкалье) среди субщелочных оливиновых базальтов был встречен поток меланефелинитового базальтоида с гексагональными и таблитчатыми кристаллами нефелина. В качестве вкрапленников в нем преобладают выделения титанавгита и оливина Fa_{50}, в подчиненном количестве отмечается плагиоклаз (андезин). Здесь же встречены гиаломеланефелиниты, состоящие из фенокристаллов титанавгита, титаномагнетита и апатита (авгититы).

С трахибазальтами Витимского плато и района р. Джиды тесно ассоциируют гавайиты и лейкогавайиты. Гавайиты состоят из фенокристаллов плагиоклаза An_{45-52}, оливина Fa_{35-40}, лилового титанавгита, рудного минерала; иногда отмечаются микровкрапленники анальцима. Основная масса образована микролитами эгирин-авгита, щелочного полевого шпата, анальцима, титаномагнетита, биотита, апатита. Вулканическое стекло присутствует только в афролитовых (пузырчатых) разновидностях верхних частей лавовых потоков. Иногда отмечаются существенно плагиоклазовые разновидности гавайитов с крупными фенокристаллами плагиоклаза An_{40-45} (30–45% объема пород) и микрофенокристаллами оливина. Большим своеобразием отличаются здесь субщелочные лейкократовые базальты, которые не содержат оливина. Они характеризуются повышенными концентрациями плагиоклаза An_{40-48} (45–53%), а также анальцима (10–15%) и биотита (до 5–8%) при высоких содержаниях вторичных минералов – иддингсита, хлорофеита, карбоната, цеолитов (натролита, морденита).

Базальты нормальной щелочности (толеитовые) развиты главным образом в Юго-Восточном Прибайкалье – в Тункинской впадине, хр. Хамар-Дабан, Китойских гольцах, Окинском районе (см. рис. 1). Особенно они характерны для предрифтовой стадии (миоцен, плиоцен), хотя участками отмечаются и для плейстоцена (Окинский ареал, Северо-Восточная Тува). Однако в целом к плиоцену щелочность базальтов, особенно

Тункинского рифта, возрастает, и лавы этого возраста, как правило, представлены субщелочными базальтами.

Толеитовые базальты имеют микропорфировую структуру с гиалопилитовой до микродолеритовой основной массой. В качестве фенокристаллов наблюдаются плагиоклаз An_{50-70} (13–45, обычно 25–35%), авгит (16–54, обычно 24–40%), оливин Fa_{15-35} (8–33, обычно 16–23%), титаномагнетит (5–17, обычно 7–12%). Основная масса состоит из вулканического стекла, микролитов или лейст плагиоклаза (An_{56-60}), зерен клинопироксена, оливина и рудного минерала. Для лав Тункинского рифта характерен палагонит, выполняющий интерстиции между зернами и газовые пустотки.

Химизм пород субщелочного и нормального рядов охарактеризован в табл. 1.

Щелочные базальтоиды с модальными фельдшпатоидами развиты преимущественно на территории Монголии, где они играют подчиненную роль среди субщелочных оливиновых базальтов и трахибазальтов, аналогичных описанным выше. Согласно В.В. Кепежинскас (1979), здесь выделяются две серии основных пород – калиевая и натриевая, однако ни та ни другая не выходят за пределы калиево-натриевой серии (Na_2O/K_2O = = 1–4), границы которой определены классификацией, охарактеризованной в первом томе монографии "Магматические горные породы" (1983). Эти серии территориально разобщены и, более того, приурочены к геоблокам с разной историей геологического развития. Калиевые базальты развиты в пределах Северного блока, складчатые сооружения которого заложились и развивались на коре континентального типа в отличие от Южного блока, где предполагается наличие герцинской океанической коры.

Существенно калиевые щелочные базальтоиды и субщелочные базальты развиты почти исключительно в пределах меридиональной вулканической зоны Центральной Монголии (впадина оз. Хубсугул, Хангайский хребет, Тарятская впадина, район депрессии Долины Озер, зона Хангайского нагорья и Гобийского Алтая). В целом с юга на север по мере приближения к рифтовой зоне отмечается омоложение продуктов излияний. Основной тип пород – лавы. Пирокластические образования очень редки. Среди лав выделяются лейцитовые тефриты, калиевые трахибазальты, гавайиты, муджиериты, трахиандезиты.

Лейцитовые тефриты (базаниты) содержат как модальный, так и нормативный лейцит в количестве 5, редко до 20%. Они образованы порфировыми выделениями оливина Fa_{15-23} и титанавгита, погруженными в основную массу, состоящую из оливина Fa_{15-17}, клинопироксена (30–35%), магнетита (2–3%), щелочного полевого шпата (2%) и лейцита. Плагиоклаз встречается в основной массе не всегда, так что обычны бесполевошпатовые разновидности типа лимбургитов. От 40 до 50% объема основной массы породы составляет вулканическое стекло. Кроме того, в основной массе присутствуют лейцит и анальцим, идиоморфные выделения которого встречаются в стекле; чаще он выполняет пустотки в лавах. По мере увеличения в породах количества плагиоклаза они переходят в лейцитовые трахибазальты и гавайиты.

Калиевые трахибазальты отличаются от лейцитовых тефритов главным образом отсутствием модального лейцита, хотя и могут содержать его в нормативном составе. Породы этой группы в большинстве являются меланократовыми. В оливиновых гиаломеланефелинитах (лимбургитах), кроме магнезиального оливина Fa_{24-27}, наблюдается титанавгит, количество которого в некоторых случаях резко возрастает, и порода переходит в калиевый авгитит. Оливин и клинопироксен – два основных минерала калиевых трахибазальтов. Плагиоклаз по составу варьирует от лабрадора до олигоклаза. Соответственно, кроме лейцитовых тефритов (базанитов), лимбургитов и авгититов, выделяются калиевые гавайиты, калиевые муджиериты и трахиандезиты (бенмореиты). Часто присутствуют интерстиционные щелочной полевой шпат, анальцим, рудные минералы.

В породах щелочной и субщелочной калиевых серий наблюдаются мегакристаллы санидина, высокоглиноземистого авгита, титанфлогопита, а также ильменита. В лейцитовых лавах встречены мегакристаллы пиропа.

В резко подчиненном количестве в некоторых плейстоценовых покровах Тарятской

Таблица 1. Химический состав главных типов пород Байкальской рифтовой области

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	47,60	44,78	48,68	51,48	45,60	45,75	50,75	50,86
TiO_2	2,10	2,70	2,30	1,95	2,30	3,95	3,39	1,67
Al_2O_3	14,32	13,67	17,46	17,65	14,05	14,35	13,37	17,99
Fe_2O_3	3,07	4,20	5,42	4,51	3,55	4,74	5,82	5,59
FeO	8,55	8,62	3,74	4,44	9,94	8,76	6,61	2,87
MnO	0,17	0,19	0,10	0,14	0,09	0,21	0,17	0,15
MgO	8,36	8,05	3,83	3,81	8,97	6,45	3,33	3,59
CaO	8,32	9,00	6,73	5,76	7,85	7,92	8,03	6,28
Na_2O	3,77	4,80	5,22	3,93	3,87	4,74	4,72	5,78
K_2O	1,28	1,90	2,53	3,05	2,18	2,62	1,90	3,50
H_2O^-	0,14	0,31	–	–	–	0,08	0,27	–
П.п.п.	1,47	1,33	2,52	2,44	1,44	0,16	1,04	1,34
P_2O_5	0,95	0,88	1,12	1,05	0,01	0,12	0,62	0,72
Сумма	99,96	100,12	99,64	100,21	100,34	99,77	99,75	100,34

1, 2 – субщелочные оливиновые базальты, р. Джилинда, Витимский ареал; 3,4 – трахибазальты, Джидинская впадина; 5 – гиаломеланефелинит (авгитит), Витимский ареал; 6, 7 – гавайиты, Удоканский (6), Витимский (7) ареалы; 8, 9 – лейкократовые гавайиты, бассейн р. Джиды, Прибайкалье; 10, 11 – муджиериты, хр. Удокан; 12, 13 – трахиандезиты, там же; 14 – трахит, там же; 15, 16 – толеитовые базальты, Тункинская впадина; 17, 18 – роговообманковые трахибазальты, хр. Удокан, вулкан Якутский.

впадины встречены базальты и андезибазальты с нормативным гиперстеном, т.е. относящиеся к нормальному по щелочности (толеитовому) ряду. Качественный минеральный состав пород этой группы такой же: оливин, авгит, основной плагиоклаз и в весьма ограниченном количестве калиевый полевой шпат.

Согласно В.В. Кепежинскас (1979), несмотря на сильные местные вариации в последовательности излияния лав, наблюдается тенденция к увеличению их щелочности во времени: например, лейцитсодержащие базальтоиды характерны главным образом для голоцена.

Существенно натриевые щелочные базальтоиды и субщелочные базальты сосредоточены на юго-востоке Монголии в пределах обширной вулканической области Дариганга площадью около 10 000 км^2. Последняя представляет собой гигантское лавовое плато, над которым возвышаются сотни вулканических конусов. Излияния начались в постмиоценовое и продолжались вплоть до исторического времени, т.е. синхронны с вулканизмом Центральной Монголии, хотя последний и начался несколько раньше.

Ввиду плохой обнаженности внутреннее строение комплекса плато Дариганга изучено недостаточно. Только на горе Асхатэ в северной, более древней, части плато было установлено, что покров состоит из 14 потоков общей мощностью 100 м. Мощность отдельных потоков варьирует от 2–10 до 15 м. В основном это тефриты (базаниты), афировые или с вкрапленниками титанавгита и оливина, иногда пористые, иногда массивные, с крупностолбчатой вертикальной отдельностью. Среди них отмечаются потоки нефелиновых гавайитов, тоже содержащие фенокристаллы оливина и клинопироксена. В верхней части этого разреза лавовые потоки сложены толеитовыми базальтами. Они имеют афировую или порфировую структуру с фенокристаллами оливина и плагиоклаза.

Подавляющее большинство пород вулканического плато Дариганга составляют породы семейства субщелочных базальтов – субщелочные оливиновые базальты, гавайиты, муджиериты, трахибазальты. Преобладают меланократовые разновидности, состоящие из различных количественных сочетаний магнезиального оливина, титанавгита, эгирин-авгита и стекла. Плагиоклаз (от лабрадора до олигоклаза) всегда находится в подчинен-

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
49,12	50,70	48,50	54,86	56,52	58,73	46,36	47,80	50,16	49,96
2,25	2,55	2,45	1,35	1,50	0,26	1,20	2,85	1,3	1,75
19,02	17,34	17,00	17,76	17,92	18,77	16,31	15,93	16,36	16,67
9,42	4,33	5,21	2,31	3,35	2,21	3,70	3,33	6,64	4,99
1,44	6,39	6,60	5,6	3,88	5,46	9,95	9,00	3,3	4,45
0,15	0,13	0,16	0,17	0,14	0,29	0,40	0,47	0,14	0,13
2,57	2,90	4,38	2,28	1,17	0,30	7,81	8,32	4,09	4,09
5,50	5,67	6,21	3,85	4,22	1,75	8,34	8,97	5,25	5,03
4,55	4,95	4,90	5,5	6,36	5,24	3,25	1,75	6,65	7,5
2,72	3,0	2,30	4,4	4,75	5,41	0,30	0,97	3,0	3,4
–	–	–	–	0,22	0,10	–	0,12	–	–
2,50	0,77	1,56	0,18	0,17	1,28	1,54	0,31	2,29	1,11
0,78	1,01	0,76	1,23	0,23	0,02	0,44	0,41	0,42	0,46
100,02	99,74	100,03	99,49	100,54	99,72	99,87	100,27	99,60	99,54

Примечание. Ан. 1, 2, 5–7, 10–14, 17, 18 – по А.И. Киселеву и др. (1979); 3,4, 8,9,15, 16 – по И.В. Белову (1963). Здесь и во всех таблицах далее содержания окислов петрогенных элементов приведены в массовых процентах.

ном количестве. Отмечаются анальцим, интерстиционный щелочной полевой шпат, апатит, рудные минералы. Нефелин в лавах обнаруживается редко. В нормативном составе лав содержание нефелина достигает 20, обычно – 10%. Химический состав минералов из субщелочных базальтов приведен в табл. 2.

Большинство базальтов плато Дариганга содержит мегакристаллы высокоглиноземистого авгита, оливина, анортоклаза и ильменита. В отличие от калиевых базальтов, где ведущую роль играет санидин, в мегакристаллах натриевых серий преобладает клинопироксен. Его черные кристаллы больших (до 10 см) размеров и более мелкие их фрагменты встречаются практически во всех вулканических конусах, а также в лавах плато и пирокластике. Кроме того, отмечаются ксенолиты ультраосновных пород, в частности шпинелевых лерцолитов, гарцбургитов, верлитов, а также пироксенитов зеленого цвета. По данным В.И. Влодавца, отмечаются эклогитоподобные гранатсодержащие ксенолиты.

На крайнем востоке Монголии, в Халкингольском вулканическом районе, наблюдается ассоциация субщелочных и толеитовых базальтов плиоцен-раннечетвертичного возраста, напоминающая образования Тункинского рифта. В отличие от других районов Монголии вулканиты нормального ряда здесь преобладают над субщелочными.

Базальтовый магматизм рифтовой стадии. Для собственно рифтовой стадии, локализованной в пределах Байкальской зоны, характерен субщелочной базальтовый магматизм, развитый в пределах Юго-Восточного Прибайкалья, Витимского плоскогорья и хр. Удокан. Наиболее типичными представителями этой стадии являются четвертичные вулканиты хр. Удокан. В отличие от вулканизма трещинного типа, характерного для предыдущей стадии, здесь преобладают вулканы центрального типа с развитием дифференцированных серий.

Среди субщелочных базальтов наиболее распространены трахибазальты, отличающиеся от аналогичных пород Прибайкалья несколько повышенной лейкократовостью, особенно содержанием щелочного полевого шпата, количество которого в основной массе достигает 30%. Иногда отмечается анальцим. Кроме того, наблюдаются гавайиты,

муджиериты, тесно ассоциирующие с трахиандезитами (бенмореитами), а также с трахитами.

Особенностью средне-верхнечетвертичных трахибазальтов, слагающих шлаковые конусы центральной части хр. Удокан, является наличие в них коричневой роговой обманки (не более 3–4%), в разной степени опацитизированной. Среди лав встречаются анальцимовые трахибазальты с биотитом.

Весьма своеобразны роговообманковые трахибазальты вулкана Якутского. В них среди вкрапленников наиболее распространен титанистый амфибол (керсутит), составляющий около 10–15% объема пород. Обычно он частично опацитизирован. Клинопироксен и оливин находятся в подчиненном количестве. Наряду с этими минералами встречаются анальцим и рудный минерал.

Для трахиандезитов характерны афировые, реже порфировые структуры. В этом случае вкрапленники представлены оливином (Fa_{75-78}) и олигоклазом, реже клинопироксеном. Апатит и титаномагнетит также иногда достигают размеров вкрапленников. Основная масса имеет трахитовую структуру, обусловленную субпараллельным расположением лейст кислого плагиоклаза (олигоклаза) и щелочного полевого шпата. Иногда встречается интерстиционный анальцим. Темноцветные минералы представлены оливином в срастании с магнетитом (?) и апатитом и слабо индивидуализированным бесцветным клинопироксеном. Как и в муджиеритах, в трахиандезитах отмечается значительное количество титаномагнетита (5–10%).

Трахиты – крайние дифференциаты трахибазальтов хр. Удокан. Они могут наблюдаться в виде как потоков, так и небольших субвулканических тел. Среди трахитов различаются афировые и порфировые разновидности. В последних во вкрапленниках присутствуют железистый оливин (Fa_{85}), щелочной полевой шпат (анортоклаз или санидин), иногда биотит. Химический состав пород отражен в табл. 1. Химические составы минералов приведены в табл. 2.

Глубинные включения в базальтах Байкало-Монгольской рифтовой области. Субщелочные базальты и щелочные базальтоиды Прибайкалья и Монголии, как и многих других районов Земли, часто содержат разнообразные полнокристаллические и мономинеральные включения. Они интенсивно изучаются в течение последних лет и детально описаны в ряде специальных работ (Кепежинскас, 1979; Киселев и др., 1979; Салтыковский и др., 1981), согласно которым имеются два типа включений: ксенолиты полиминеральных пород и мегакристаллы.

Наиболее широко распространены включения шпинелевых перидотитов с переменным соотношением оливина, клинопироксена и ортопироксена. Поэтому наряду с наиболее часто встречаемыми лерцолитами выделялись включения гарцбургитов, верлитов, а также пироксенитов. Включения пироксенитов и верлитов, в свою очередь, подразделяются на два типа: "зеленые", в которых клинопироксен представлен зеленым хромдиопсидом, и "черные" – с авгитом. Последние встречаются в подчиненном количестве. Эти породы различаются и своей железистостью: "зеленые" более магнезиальны по сравнению с "черными", которые, по-видимому, формировались в условиях меньших давлений. Наиболее распространены пироксенитовые включения в лавах плато Дариганга.

Значительно реже встречаются ксенолиты гранатсодержащих пород – эклогитов, гранатовых лерцолитов и пироксенитов (Хангайский, Витимский и Джидинский ареалы). Они характерны для наиболее молодых вулканических пород. Редким типом глубинных включений являются ильменитовые и слюдяные перидотиты, найденные в вулканической брекчии Шаварын-Царама (МНР).

Больше всего петрохимических данных собрано по включениям шпинелевых лерцолитов и слагающих их минералов. Статистическая обработка аналитических материалов по этим включениям позволила установить, что в целом их составы близки (Салтыковский и др., 1981). Однако включения Хангайского нагорья, как видно из табл. 3, отличаются повышенной щелочностью за счет повышенных содержаний K_2O, а также несколько пониженной магнезиальностью. Это указывает на существование различий в

Таблица 2. Химический состав лав Байкало-Монгольской рифтовой области и составляющих их минералов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	45,36	50,66	–	39,15	55,98	65,29	50,75	48,71	46,00	39,40
TiO_2	2,45	1,41	19,86	–	–	–	3,39	2,11	3,08	–
Al_2O_3	12,30	3,54	1,17	–	27,34	20,57	13,37	5,07	12,90	–
Fe_2O_3	4,32				–		5,82	3,16	2,88	
		6,73*	71,16*	21,69*		0,56*				21,00*
FeO	8,62				–		6,61	7,05	9,21	
MnO	0,17	0,13	0,65	0,45	–	–	0,17	0,13	0,21	0,18
MgO	8,65	14,22	2,42	38,20	–	–	3,33	12,92	8,50	40,52
CaO	10,72	21,18	0,17	–	9,0	0,95	8,03	19,43	10,10	0,06
Na_2O	3,50	0,32	–	–	5,86	7,02	4,72	0,76	4,11	–
K_2O	1,54	–	–	–	0,60	6,21	1,90	0,25	2,13	–
Сумма	97,63	98,19	95,43	99,49	98,78	100,04	99,13	100,72	99,12	101,16

*Суммарное железо в форме FeO.

1–6 – субщелочные оливиновые базальты, плато Дариганга: 1 – валовой состав, 2 – клинопироксен, 3 – титаномагнетит, 4 – оливин, 5 – плагиоклаз, 6 – щелочной полевой шпат; 7, 8 – гавайиты, Витимский ареал: 7 – валовой состав, 8 – клинопироксен; 9, 10 – гавайиты, плато Дариганга: 9 – валовой состав, 10 – оливин.

Примечание. H_2O^- – 0,06; 0,27 (ан. 8, 10); H_2O^+ – 1,07; 1,04 (ан. 8, 10); P_2O_5 – 0,62; 0,10 (ан. 7, 10). Анализы 1–6 – по А.Я. Салтыковскому и др. (1981); 7–8 – по А.И. Киселеву и др. (1979); 9, 10 – по В.В. Кепежинскас (1979).

Таблица. 3. Средний химический состав шпинелевых лерцолитов в вулканитах Байкало-Монгольской рифтовой области (Салтыковский и др., 1981)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO_2	44,74	46,01	42,36	44,02	43,97
TiO_2	0,16	0,18	0,17	0,16	0,16
Al_2O_3	2,45	4,00	2,17	3,47	3,21
Fe_2O_3	1,61	1,08	3,14	1,94	1,95
FeO	7,86	8,03	6,90	7,04	7,33
MgO	39,30	36,23	40,93	40,28	39,56
CaO	2,77	2,86	2,74	2,42	2,70
Na_2O	0,26	0,46	0,37	0,28	0,33
K_2O	0,14	0,31	0,08	0,09	0,12
Число анализов	11	11	23	21	80

1 – плато Дариганга; 2 – хр. Хангай; 3 – хр. Хамар-Дабан, Бартой; 4 – хр. Удокан, Витимское плато; 5 – среднее для шпинелевого лерцолита Байкало-Монгольской рифтовой области.

составе вещества верхней мантии Северо-Монгольского геоблока и других частей региона, с чем, очевидно, и связана повышенная калиевость магм Центральной Монголии.

Как в Прибайкалье, так и в Монголии широко распространены мегакристаллы глиноземистого титанавгита и калиево-натриевых полевых шпатов. Менее распространены мегакристаллы титанбиотита и совсем редко – пиропового граната. В лавах Прибайкалья (Удоканский ареал) встречены мегакристаллы керсутита, а в Джидинском районе – магнетита. В Монголии подобные минералы среди включений не найдены; здесь распространен ильменит с титаномагнетитом. В этом главное отличие между ассоциациями мегакристаллов Прибайкалья и Монголии.

Включения коровых пород – двупироксеновых гранулитов, эклогитоподобных гранат-двупироксен-плагиоклазовых сланцев и пород гранитоидного ряда – в виде ксенолитов встречаются довольно редко и детально описаны только для брекчии горы Шаварын-Царам. Они аналогичны породам метаморфических комплексов докембрийских щитов, в частности Алданского.

Подводя итог описанию вулканизма Байкало-Монгольской рифтовой области, необходимо подчеркнуть следующие его главные особенности.

1. Субщелочной базальтовый характер магматизма калиево-натриевого типа. Породы нормальной щелочности и щелочные базальтоиды играют здесь подчиненную роль.

2. Слабая дифференцированность субщелочных базальтов, слагающих огромные лавовые плато, образовавшиеся в результате трещинных излияний. Исключение составляют лавы рифтового этапа хр. Удокан, где развиты сильно дифференцированные серии от базальтов до трахитов; их формирование большей частью связано с деятельностью новейших вулканов центрального типа.

3. Процесс кайнозойского вулканизма начался в Южном Прибайкалье (хр. Хамар-Дабан, Тункинская впадина, частично Окинское плоскогорье) и отсюда мигрировал к северо-востоку и юго-западу. На территории Монголии с эоцена до голоцена происходила миграция вулканизма от Гобийского Алтая к центральным и северным районам МНР.

4. Общее возрастание щелочности во времени.

5. Однородность глубинных ксенолитов на рассматриваемой территории. Несколько особняком стоят глубинные включения Хангайского нагорья, отличающиеся повышенным содержанием щелочей, особенно K_2O, что согласуется с существенно калиевой спецификой лав этого района.

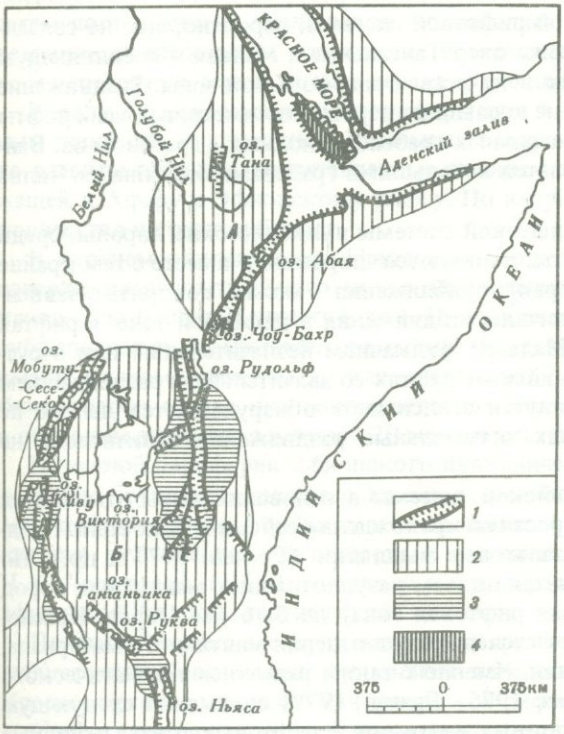
АФРИКАНО-АРАВИЙСКАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА

Африкано-Аравийская рифтовая система представляет собой особое явление среди современных континентальных рифтовых областей, поскольку непосредственно соединена с мировой системой срединно-океанических хребтов. Ее возникновение связано с раздвижением трех литосферных плит – Африканской, Аравийской и Сомалийской. Она протягивается примерно на 6000 км от Ливана и Сирии на севере до Мозамбика на юге и является уникальной в том отношении, что объединяет рифтовые зоны, находящиеся на разных ступенях эволюции: от зарождающихся континентальных рифтов до молодых океанов. К числу последних относится Аденский залив с отчетливо выраженной спрединговой осью и срединным хребтом Шеба, который по трансформному разлому Оуэн сочленяется со срединно-океаническим хребтом Карлсберг в Индийском океане.

Начало океанического развития можно наблюдать в Красноморском рифте, где в южной части уже имеется рифтовая долина, морфологически сходная с рифтовыми долинами срединных хребтов. В осевой зоне рифтовой долины происходит наращивание молодой литосферы (Зоненшайн и др., 1981). В то же время в северной части Красноморского рифта раздвижение литосферных плит пока еще идет за счет растяжения континентальной коры и внедрения базальтовых даек (рассеянный спрединг).

На севере Красноморская рифтовая зона ограничена Ливано-Сирийской, или Левантинской, системой разломов, представляющих собой крупные левые сдвиги с амплитудой смещения около 100 км. В целом Левантинские разломы являются трансформной зоной типа рифт–дуга и образуют западную сдвиговую границу Аравийской плиты. Между кулисно подставляющими друг друга сдвигами здесь развиваются узкие зоны растяжения – грабены зал. Акаба, Мертвого моря, Эль-Габ.

В континентальных рифтах Африкано-Аравийской системы можно наблюдать различные стадии утонения континентальной коры. В Эфиопском рифте мощность коры сокращена в 1,5 раза по сравнению с сопредельными плато, а величина раздвижения



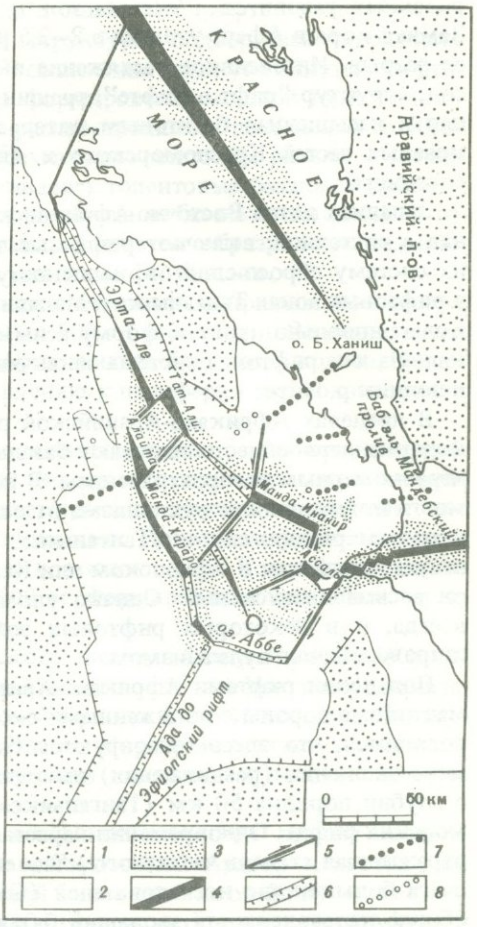


Рис. 3. Схема строения Восточно-Африканской рифтовой области (Логачев, 1977)

1 – рифтовые долины; *2* – главные сводово-глыбовые поднятия: *А* – Эфиопское (Абиссинское), *Б* – Восточно-Африканское; *3* – сводовые и полусводовые поднятия второго и более высокого порядков; *4* – крупные внутренние тектонические поднятия (горсты) в рифтовых впадинах

Рис. 4. Схематическая структурная карта района Афар (Континентальные рифты, 1981)

1 – кристаллический фундамент; *2* – континентальный рифтовый материал; *3* – океаническая кора, сформировавшаяся в интервале 3–4 млн. лет; *4* – оси расширения океанического дна (осевые хребты района Афар); *5* – направления относительного смещения по трансформным разломам; *6* – зоны растяжения (крупные грабены без осевых вулканических хребтов); *7* – поперечные вулканические структуры; *8* – вулканы центрального типа

достигает 20–40 км. Здесь отмечается развитие осевых зон – узких полос, в пределах которых концентрируются современные трещины растяжения и сосредоточен молодой вулканизм. Осевой зоне соответствует максимум силы тяжести, отвечающий, скорее всего, крупным базальтовым дайкам в нижней части коры. Зарождение осевой зоны происходит и в Кенийском рифте (рифт Грегори), где величина раздвига оценивается в 10–20 км. Появление осевых зон является первым признаком преобразования континентального рифта в океанический, а сами зоны могут рассматриваться как зародыши будущей спрединговой оси.

Эфиопский и Кенийский рифты составляют восточную ветвь рифтовой системы Восточной Африки. В пределах Афарского треугольника эта ветвь сочленяется с рифтовыми зонами Красного моря и Аденского залива (рис. 3,4). Афарский треугольник, будучи областью тройного сочленения, по структуре существенно отличается от линейных рифтовых зон. Для него характерно развитие многочисленных различно ориенти-

рованных раздвигов ("осевых зон"), отражающих сложную геометрию раздвижения. Земная кора в Афаре утонена в 2–2,5 раза; в осевых зонах практически уже произошел ее разрыв. Интенсивное растяжение выражается в образовании многочисленных сбросов, структур "рифт в рифте", трещин, заполненных дайками. По своему типу утоненная и насыщенная базитовым материалом кора Афара близка, по-видимому, к коре краевых частей Красноморского и Аденского рифтов, сформировавшейся до начала спрединга.

Западная ветвь Восточно-Африканской рифтовой системы, вероятно, еще не связанная с восточной, включает рифтовые зоны озер Танганьика и Малави и соединяющую их систему сбросо-сдвигов, выделяемую в качестве трансформной зоны. Раздвижение в рифтовых зонах Танганьики и Малави не превышает первых километров, а сами рифты имеют довольно простую форму асимметричных грабенов, сходных с грабеном оз. Байкал. На юге рифтовая система заканчивается небольшими грабенами бассейна оз. Чилва и долины р. Шире.

В пределах Африкано-Аравийской рифтовой системы вулканические породы, среди которых первое место занимают базальты, пользуются широким и вместе с тем крайне неравномерным распространением. В первом приближении можно говорить о зависимости интенсивности вулканизма от величины раздвижения в рифтовой зоне: в рифтах с малым раздвижением (Танганьика, Малави) вулканизм незначительный или отсутствует, тогда как в Эфиопском или Кенийском рифтах со значительным раздвижением он весьма интенсивный. Однако упомянутая зависимость обнаруживается далеко не всегда, и в некоторых рифтовых зонах значительные раздвижения практически не сопровождались вулканизмом.

Под всеми рифтами Африкано-Аравийской системы в основании коры отмечаются мантийные породы с пониженными скоростями прохождения сейсмических волн. Предполагается, что здесь генерируются базальтовые выплавки (Грачев, 1977 и др.). По мере эволюции (раздвижения) наблюдается подъем разуплотненных мантийных пород с глубин порядка 50 км (Танганьикская рифтовая зона) до 5–6 км (Афар, Красноморский рифт). Одновременно нарастает степень разуплотнения мантийного материала, отражающая степень частичного плавления. Именно с таким развитием магматического очага большинство исследователей (Gass, 1975; Грачев, 1977) связывают следующую общую направленность эволюции базальтовых расплавов в рифтовых зонах: основные магмы повышенной щелочности в рифтах с минимальным раздвижением (Танганьикский рифт, рифт Кавирондо в Кении) → субщелочные и толеитовые "переходные" базальты в рифтах со значительным и сильным раздвижением (Кенийский и Эфиопский рифты, Афар) → океанические толеитовые базальты (Красное море).

Этапы развития рифтовой системы и вулканизм. Наиболее ранние проявления вулканизма, связанные с развитием Африкано-Аравийской рифтовой системы, имели место в нижнем эоцене. К этому времени (50–54 млн. лет) относятся небольшие по объему излияния базальтов в центральной части Эфиопского плато, на юго-востоке Эфиопии и в районе оз. Киву в западной (Танганьикской) ветви Восточно-Африканских рифтов. По составу базальты варьируют от толеитовых на Эфиопском плато (Zanettin et al., 1974) и в грабене Киву до субщелочных анальцимовых в Юго-Восточной Эфиопии. В эту эпоху раскрытие рифтов еще не началось и растяжение имело рассеянный, "ареальный" характер.

Позднеэоценовый–раннемиоценовый этап. Заложение проторифтовых депрессий Красного моря и Аденского залива относится к концу эоцена. В конце олигоцена–начале миоцена произошло углубление грабенов и воздымание бортовых уступов. Рифтогенез сопровождался небольшими по объему излияниями базальтов в зоне Красноморского рифта, в то время как Аденская рифтовая зона оставалась амагматичной. В Красноморском рифте наземные олигоценовые базальты известны на севере (район Суэцкого залива) и в прибортовых частях грабена вдоль побережья Судана и Саудовской Аравии.

Одновременно с раскрытием Красноморского и Аденского рифтов интенсивному растяжению с образованием горсто-грабеновой структуры подверглась территория Эфиопского плато к югу от места "коленчатого" сочленения двух упомянутых рифтовых зон. Около 40 млн. лет назад здесь началось формирование мощной толщи платобазальтов "трапповой серии", причем излияния распространялись постепенно от Юго-Западной Эфиопии в сторону Сомалийского и Йеменского плато. На раннем этапе непосредственно вслед за раскрытием трещин изливались толеитовые базальты (Аиба); затем постепенно их щелочность повышалась (субщелочные базальты Аладжи). В совокупности ассоциация толеитовых и субщелочных базальтов образует так называемую переходную серию, весьма характерную для многих рифтовых зон.

Наряду с базальтами в строении формации Аладжи немалая роль принадлежит щелочным риолитам, слагающим в отдельных разрезах до 50% объема пород. Особенно мощно развиты риолиты, представленные главным образом игнимбритами, в полосе, прилежащей к Афару и Эфиопскому рифту. По направлению к периферии траппового ареала количество их резко убывает.

В верхнем олигоцене на Эфиопском плато произошла смена трещинных излияний извержениями центрального типа с образованием нескольких огромных щитовых вулканов (Рас Дашен, Менгисту и др.). Продукты извержений этих вулканов представлены субщелочными базальтами, трахитами, реже фонолитами. Мощность трапповой серии вместе с лавами щитовых вулканов достигает 2–3, возможно, 4 км. К периферии платобазальтового ареала она сокращается до 200–400 м. Формирование трапповой серии в основном завершилось около 20 млн. лет назад.

На южной периферии Эфиопского вулканического ареала, в Северо-Западной Кении, развитие крупных вулканов с лавами повышенной щелочности – тефритами (базанитами), нефелинитами, фонолитами – продолжалось в период с 23 до 16 млн. лет. Появление лав повышенной щелочности в вулканах Элгон, Морото и других связывается Н.А. Логачевым (1977) именно с их периферическим положением по отношению к эфиопской "тектоно-термической" системе.

Помимо Эфиопского вулканического ареала, в позднем олигоцене–раннем миоцене субщелочной базальтовый вулканизм известен в Саудовской Аравии к востоку от Красноморского рифта и в Танганьикской рифтовой зоне в грабене оз. Киву.

Среднемиоценовый этап. В нижнем миоцене (20–15 млн. лет) вулканизм в Африкано-Аравийской рифтовой системе был проявлен слабо. 15–14 млн. лет назад начался существенно новый этап развития, для которого было характерно образование системы из трех плит (Африканской, Аравийской и Сомалийской). Обособление Сомалийской плиты сопровождалось заложением Эфиопской рифтовой зоны. Началось также формирование Афарской области тройного сочленения, обусловленное главным образом вращением против часовой стрелки Данакильской микроплиты. Мощный вулканизм, имевший существенно бимодальный характер, концентрировался в это время в проторифтовых депрессиях Афара и Эфиопского рифта. В итоге Эфиопский рифт и Афар оказались наложенными на более ранние покровы платобазальтов, которые можно рассматривать как проявление "предрифтового" вулканизма.

Для рассматриваемой эпохи характерны как трещинные, так и центральные излияния базальтов. Первые представлены "переходными" и субщелочными разновидностями, включающими широко распространенные гавайиты и муджиериты. Для вулканов центрального типа характерны базальт-трахит-фонолитовые ассоциации. Одновременно происходило извержение больших масс туфов и игнимбритов, отвечающих по составу пантеллеритам и комендитам. В отдельных разрезах (западная и южная периферия Афара) кислые породы преобладают.

К югу от Эфиопии (на месте будущего Кенийского рифта) растяжение в рассматриваемую эпоху еще не привело к образованию рифта и носило рассеянный характер. 14–12 млн. лет назад здесь происходили ареальные излияния фонолитов, которые по их "предрифтовому" положению являются местным эквивалентом эфиопских платобазальтов. Несколько позднее трещинные излияния "платофонолитов" сменились

вулканизмом центрального типа с доминирующими лавами высокой щелочности – меланефелинитами, нефелинитами, фонолитами и связанными с ними карбонатитами. Область распространения этих вулканитов в сравнении с ареалом "платофонолитов" сужается, обрисовывая контур проторифтовой депрессии (Логачев, 1977). В Танганьикском (Западном) рифте в эту эпоху происходили лишь небольшие излияния субщелочных базальтов в вулканическом поле Вирунга.

Верхнемиоценовый этап. Около 10 млн. лет назад резко усилился темп раздвижения в Красноморском и Аденском рифтах, причем в последнем произошел разрыв континентальной литосферы и начался спрединг. В Красноморском рифте возобновились подводные излияния толеитовых базальтов в осевой зоне. К востоку от грабена, в Саудовской Аравии, Иордании и Сирии, вновь начались извержения субщелочных базальтов, контролируемые оперяющими рифтовую зону разломами север–северо-западной ориентировки. К этому (или несколько более раннему) периоду относится начало формирования крупнейшего на Аравийском полуострове поля платобазальтов Хауран в Юго-Западной Сирии и Иордании (Сирия, 1969). Площадь этого поля около 6000 км^2, вероятная мощность неоген-четвертичных базальтов – 1500 м. Преобладают субщелочные базальты. Характерна высокая степень дифференциации платобазальтов от субщелочных пикробазальтов (анкарамитов) до лейкобазальтов. В других вулканических полях западной, прикрасноморской окраины Аравии наряду с базальтами и их дифференциатами встречаются комендиты и пантеллериты.

В Эфиопском рифте и Афаре в рассматриваемую эпоху произошло формирование бортовых уступов; в дальнейшем вулканизм был ограничен дном грабенов. Вулканизм сохранял контрастный характер, присущий предшествовавшей эпохе, но между обоими рифтами наметились резкие различия по соотношению объемов базальтов и риолитов. В то время как в Афаре доминировали переходные к субщелочным толеитовые базальты (нижняя часть "стратоидной серии" Афара), а щелочные риолиты играли подчиненную роль, в Эфиопском рифте соотношения были обратными и базальты имели более щелочной состав. Возможно, отмеченные различия каким-то образом связаны с быстрым утонением континентальной коры в Афаре в рассматриваемый период.

В Кенийской рифтовой зоне эпоха рифтогенеза на уровне 10 млн. лет не проявлена. Грабен начал формироваться 7 млн. лет назад, когда произошло обособление западного сбросового уступа. С этой фазой растяжения связано отчетливое изменение в составе вулканитов: на смену щелочным базальтам пришли субщелочные. В Танганьикской рифтовой зоне к рассматриваемой эпохе относятся небольшие излияния гавайитов в вулканическом поле Вирунга и щелочных базальтоидов (базанитов) в поле Букаву. Вероятно, эти излияния совпадали с эпохой сбрососбразования и формирования бортовых уступов грабенов.

Плиоценовый–современный этап включает две фазы рифтогенеза на рубеже 5 и ~1,5 млн. лет. С первой фазой связано начало спрединга в южной части Красноморского рифта, установленное по возрасту линейных магнитных аномалий (Roeser, 1975). Как показали исследования с помощью подводных аппаратов (Зоненшайн и др., 1981), вулканизм сосредоточен в узких (1–1,5 км) зонах, занимающих центральное положение в осевом грабене рифтовой долины. По составу базальты отвечают низкокалиевому толеитовому базальту (MORB)[1] срединно-океанических хребтов (Schilling, 1969). Спрединговая зона Красного моря не прослеживается к югу от 14,5° с.ш. Южнее в осевой зоне рифта вулканизм имеет иной характер: толеитовые базальты сменяются сначала "переходными", а затем и субщелочными базальтами (острова Зубаир, Ханиш и Зукур).

В Афаре и Эфиопском рифте вулканизм сохранял такой же характер, что и на предыдущем этапе. После фазы раскрытия трещин около 4,5 млн. лет назад началось накопление верхней части серии Афар, характеризующейся наиболее "толеитовым" составом

[1] MORB – аббревиатура от английского Middle Oceanic Ridge Basalt – базальт срединно-океанического хребта.

из всех внутririфтовых вулканитов континентальных рифтов Восточной Африки, хотя и заметно отличающимся от состава MORB-базальтов более высокими содержаниями K_2O. Вулканизм здесь идет в условиях сильнейшего растяжения континентальной коры и "рассеянного" спрединга. Щелочные кислые породы играют в разрезе верхов серии Афар подчиненную роль. В противоположность Афару в Эфиопском рифте плиоценовые вулканиты представлены почти исключительно игнимбритами и туфами комендитового и пантеллеритового состава.

В плейстоцене (1,5 млн. лет назад) происходило резкое сокращение вулканизма по площади с локализацией его в осевых раздвиговых зонах. В Афаре в "осевых хребтах" формировались дифференцированные серии, главная масса (свыше 90%) которых сложена слабощелочными ("переходными") железистыми базальтами. Эти породы связаны переходами с темными трахитами, пересыщенными трахитами и щелочными риолитами. Последние – конечный продукт дифференциации – составляют в хр. Эрта-Але всего 0,5% общей массы пород. Некоторые вулканы Афара действовали в историческом прошлом; вулкан Эрта-Але активен и в настоящее время. Отдельные вулканические конусы несут следы подводной абразии, что подтверждает гипотезу о существовании в Афаре плейстоценового морского залива. В Эфиопском рифте вулканизм осевой зоны (Mohr, 1967) имеет отчетливый бимодальный характер. Здесь развиты крупные пантеллеритовые вулканы (Фантале, Босет и др.) и более поздние трещинные излияния субщелочных и "переходных" базальтов.

В Кенийском рифте в плиоцене происходило формирование базальтового комплекса, сложенного породами субщелочной серии – субщелочными оливиновыми базальтами с подчиненными субщелочными пикробазальтами (анкарамитами), трахитами. В плейстоцене наметился переход к трещинным излияниям трахитов, покрывающим значительную часть дна рифтовой долины. Позднее в Кенийском рифте, так же как и в Эфиопском, вулканизм локализовался преимущественно в осевой зоне. В центральном сегменте рифтовой долины формировались вулканы сложного строения с трахит-фонолит-комендитовой ассоциацией продуктов извержений. В южном, наиболее сейсмически активном, сегменте вулканы характеризуются щелочными лавами с карбонатитами. К этой группе относится уникальный действующий вулкан Олдоиньо-Ленгаи, неоднократно извергавший лавы натриевого состава – меланефелиниты, нефелиниты, фонолиты, натриевые карбонатиты.

Для Кенийской рифтовой зоны характерно широкое распространение внерифтового вулканизма, объем которого для четвертичной эпохи более чем в 4 раза превышает объем внутririфтовых вулканитов. Внерифтовый вулканизм проявился в образовании к западу от рифтовой зоны активных с плиоцена огромных вулканов (Килиманджаро, Кения) и обширных полей трещинных базальтов (Хурри, Марсабит и др.) в основном четвертичного возраста. Последние по своему положению, размеру и составу (преимущественно субщелочные базальты, трахиты) удивительно напоминают поля внерифтовых вулканитов восточной периферии Красноморского рифта. В строении крупных вулканов, помимо лав базальт-трахит-фонолитовой ассоциации, в небольшом количестве участвуют щелочные породы – нефелиниты. Вулканы сходного строения известны и на периферии Эфиопского рифта (Чилало, Бадда и др.).

В Танганьикской рифтовой зоне плиоцен-четвертичные вулканиты сосредоточены в северной и центральной частях. На севере, в провинции Торо-Анколе, в шести небольших вулканических полях развиты туфы и подчиненные им щелочные лавы, характеризующиеся существенно калиевой специализацией (катунгиты, угандиты, мафуриты и др.). В расположенном южнее вулканическом поле Вирунга известны щелочные породы как калиевой, так и натриевой специализации, а в самом южном поле (Южное Киву) распространены обычные субщелочные базальты и трахиты.

Общими тенденциями развития вулканизма в Африкано-Аравийской рифтовой системе являются: 1) последовательное сокращение вулканизма по площади и по объему (ареалы–внутririфтовый вулканизм–вулканизм осевых зон); 2) изменение базальтоидных магм от сильнощелочных через умеренно щелочные и проме-

жуточные к толеитовым, происходящее по мере раздвижения и утонения континентальной коры (данная закономерность не распространяется на предрифтовые платобазальты, которые могут быть представлены толеитами); 3) наличие существенных различий в характере субщелочного и щелочного магматизма Восточного и Западного рифтов Восточно-Африканской зоны; если для первого характерен существенно натриевый тип, то для второго – существенно калиевый.

Петрографическая характеристика пород. Приводится по данным А.И. Полякова и Е.А. Нечаевой (Белоусов и др., 1974), Барбери и др. (Континентальные рифы, 1981; Barberi et al., 1975), а также по материалам В.Г. Казьмина.

Как видно из предыдущего описания, в Африкано-Аравийской рифтовой системе наиболее распространены породы нормальной по щелочности и субщелочной серий, с которых начинается ранняя, или предрифтовая, стадия развития региона. Ее сменяют образования щелочной серии, особенно характерные для южных окончаний Восточного и Западного рифтов: натриевая для Кенийской зоны и калиевая – для Руква-Ньясской. Эта вулканическая деятельность продолжается и поныне. Породы толеитовой серии более типичны для вулканизма Эфиопской зоны и особенно для треугольника Афар. Собственно толеиты, близкие по составу к MORB, встречены лишь в осевых частях Красноморского и Аденского рифтов.

Серия пород нормальной щелочности (толеитовая). Выделяются два типа этих образований – собственно толеиты и "переходная" серия.

Современный толеитовый вулканизм характерен для осевого трога Красного моря и срединной рифтовой долины Аденского залива. Наиболее полно в настоящее время изучены базальты Красноморского рифта, которые будут рассмотрены в главе 5.

К образованиям "переходной" серии относятся неогеновые базальты Главного Эфиопского рифта, часть платобазальтов Эфиопии и стратоидной серии Афар. В состав серии входят пикробазальты, оливиновые базальты, ферробазальты, андезибазальты, трахиты и трахириодациты.

Пикробазальты и базальты имеют порфировидную структуру с фенокристаллами оливина (Fa_{20-30}) и клинопироксена (пикробазальты), а также основного плагиоклаза (An_{70-80}). В основной массе пород присутствуют те же минералы, а также рудный минерал (обычно титаномагнетит) и небольшое количество вулканического стекла. Пироксен представлен преимущественно авгитом. В основной массе некоторых хорошо раскристаллизованных лав наблюдается интерстициальный щелочной полевой шпат. Эти породы являются промежуточными между базальтами нормальной щелочности и трахибазальтами.

Андезибазальты в поле практически неотличимы от базальтов. Как и для последних, для них характерны порфировидные и афировые структуры. Первые обычно обогащены фенокристаллами андезина, а также клинопироксена и оливина (Fa_{30-40}). Ильменит и титаномагнетит присутствуют только в основной массе лав.

Своеобразной разновидностью андезибазальтов являются ферробазальты, приближающиеся по составу к субщелочным. Они характеризуются суммарным содержанием железа, превышающим 15%. Для них типична высокая железистость темноцветных минералов, оливин представлен гиалосидеритом (Fa_{60}), а клинопироксен – железистым авгитом. Отмечаются повышенные содержания рудных минералов. Плагиоклаз имеет состав андезина. В хорошо раскристаллизованных разновидностях отмечается наличие пижонита и небольшого количества бурого амфибола.

По-видимому, к этой же группе пород следует отнести меланократовые трахиты. Обычно это стекловатые лавы, редко порфировой структуры. Стекло основной массы запылено рудным минералом и содержит фенокристаллы оливина (Fa_{50-60}), железистого авгита и плагиоклаза-олигоклаза.

Кислые породы – риолитовые лавы и игнимбриты риолитового, комендитового, пантеллеритового состава – встречаются на всех уровнях разреза. В отдельных местах (участки западного борта Афара) они могут даже преобладать над базальтами, хотя

обычно соотношения обратные. Целый ряд исследователей (Zanettin et al., 1974; Müller et al., 1975) отмечали отсутствие переходов между базальтами и риолитами, что подчеркивается и резкой разобщенностью полей пород обеих групп на петрохимических диаграммах (Zanettin et al., 1974). По химизму "переходные" базальты Эфиопского плато близки к толеитовым базальтам Гавайских островов. Отличие от последних заключается в несколько более высоком содержании Al_2O_3, Na_2O, K_2O и пониженном содержании общего железа и окиси титана. С другой стороны, по химизму платобазальты, в особенности толеитовые разновидности формации Аиба, не отличаются от стратоидных базальтов серии Афар и базальтов осевых хребтов Афара (Zanettin et al., 1974).

В нижней части разреза стратоидной серии преобладают слабощелочные разности, в то время как базальты верхней части (моложе 4,5 млн. лет) отвечают толеитовым. Среди них изредка встречаются разновидности, близкие к низкокалиевым ($K_2O < 0{,}2\%$) толеитам срединных океанических хребтов. Подавляющая масса пород представлена базальтами, и лишь в редких случаях наблюдаются породы, переходные к гавайитам и муджиеритам.

К слабощелочной промежуточной разновидности принадлежат также базальты наиболее молодых проявлений вулканизма осевых хребтов Афара (Эрта-Але, Бойна, Алайта, Манда Инакир и др.). Базальты, слагающие свыше 90% объема излившихся продуктов, связаны переходами с ферробазальтами (8,1%), трахидацитами и щелочными кислыми породами (0,5%). Типичные химические составы пород вулканического центра Бойна приведены в табл. 4. На основании детальных петрологических, геохимических и изотопных данных установлено, что вся эта серия образовалась в процессе фракционной кристаллизации "переходного" базальтового расплава (Barberi et al., 1975). Как и во многих подобных сериях, здесь устанавливается "разрыв Дэли" между муджиеритами и трахитами, т.е. резко подчиненное развитие пород типа трахиандезитов, так что, по существу, она представляет собой контрастную серию. В целом бимодальное распределение пород с преобладанием базальтоидов, с одной стороны, и трахит-пантеллеритовых или фонолитовых эффузивов – с другой, является характерной особенностью магматизма всей рифтовой зоны.

Серия субщелочных пород. Породы этой серии широко распространены среди вулканических образований Аравии и Эфиопии. Они формировались как при ареальных трещинных излияниях (платобазальты Сирии, Кении и т.д.), так и при извержениях вулканов центрального типа (Нгоронгоро, Лемагарут, Килиманджаро и др.). В Западной зоне базальты и родственные им породы распространены в пределах вулканического поля оз. Киву. Число видов пород здесь меньше, чем в Восточной зоне: отсутствуют пикробазальты, не характерны лейкократовые разновидности пород.

В отдельных вулканах и разрезах наблюдаются специфические ассоциации пород. Для кальдеры Нгоронгоро характерна ассоциация пикробазальтов, оливиновых базальтов, андезибазальтов, трахиандезитов и трахитов. В вулкане Килиманджаро оливиновые базальты сочетаются с трахи- и андезибазальтами, трахитами и фонолитами. Гора Кения сложена ассоциацией субщелочных базальтов, трахитов и фонолитов. Для горы Сусвы описаны трахиты и фонолиты. К северу от оз. Маньяра в вулканическом покрове наблюдается чередование пикробазальтов и андезибазальтов.

Субщелочные пикробазальты являются наиболее меланократовыми разновидностями пород рассматриваемой серии. Для них характерны многочисленные вкрапленники магнезиального оливина и клинопироксена (титанавгита). Основная масса, кроме этих минералов, образована магнетитом и основным плагиоклазом. Вторичные минералы представлены хлоритом, серпентином и кальцитом.

Для субщелочных оливиновых базальтов характерно наличие вкрапленников плагиоклаза, варьирующего по составу от битовнита до олигоклаз-андезина, т.е. здесь выделяется целая серия пород от оливиновых базальтов до гавайитов и муджиеритов. Присутствуют также магнезиальный оливин, титанавгит, магнетит. В основной массе оливин редок, чаще встречаются клинопироксенит, плагиоклаз, магнетит и апатит,

Таблица 4. Химический состав лав вулканического центра Бойна в Эфиопии (Barberi et al., 1975)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	48,36	46,75	46,03	47,00	56,81	61,48	65,02	68,43
TiO_2	1,92	2,30	2,50	3,10	1,76	1,29	0,36	0,26
Al_2O_3	15,34	13,93	14,80	13,26	13,88	14,42	14,88	11,10
Fe_2O_3	2,42	3,20	3,83	7,82	0,70	1,37	1,75	3,51
FeO	7,75	8,08	10,23	8,22	9,37	7,10	3,48	3,59
MnO	0,17	0,19	0,12	0,19	0,29	0,27	0,13	0,19
MgO	7,83	9,75	6,04	4,84	2,13	1,13	0,04	0,01
CaO	12,04	10,08	10,36	8,62	5,04	3,95	1,34	0,56
Na_2O	2,42	2,70	3,00	3,70	5,00	5,27	5,90	6,00
K_2O	0,63	0,80	1,10	1,55	2,15	2,66	4,30	4,50
P_2O_5	0,32	0,35	0,36	0,59	0,72	0,35	0,04	0,04
H_2O^-	0,05	0,33	0,22	0,14	0,37	0,06	0,62	0,15
П.п.п.	0,58	0,78	0,87	0,73	0,95	0,36	1,89	0,76
Сумма	99,83	99,24	99,46	99,76	99,17	99,71	99,75	99,10
Sc	30	23	–	21	15	13	1,4	0,2
Cr	291	370	–	18	6	9	26	134
Co	41	50	42	39	8	5	0,8	0,6
Ni	33	75	30	10	6	8	2	2
Cu	29	25	40	21	9	6	3	3
Zn	64	55	88	193	135	160	112	177
Rb	13	18	24	33	49	56	106	147
Sr	343	382	490	462	360	280	60	3
Zr	–	121	199	260	405	529	902	1186
Ba	–	250	444	541	408	493	736	–
Hf	–	4	6	8	14	16	27	–
La	19,9	19,6	35,5	48,7	60,0	70,0	111,5	156,6
Ce	38,9	35,9	67,4	88,3	114,5	132,3	195,8	277,7
Nd	21,2	21,8	26,3	50,7	70,7	67,5	93,0	121,0
Sm	–	4,5	7,6	10,6	16,6	14,5	17,4	–
Eu	1,6	1,7	2,5	3,6	5,3	4,7	3,3	3,1
Gd	–	4,3	–	9,3	17,4	15,7	13,8	–
Tb	0,7	0,7	1,0	1,3	2,3	2,2	2,7	3,8
Dy	4,8	4,1	6,0	8,4	13,9	14,9	15,4	24,2
Ho	–	1,0	–	2,2	3,1	3,6	4,5	–
Yb	2,4	1,9	2,7	3,6	7,0	8,6	10,3	13,0
Lu	0,3	0,2	0,4	0,4	1,0	1,2	1,4	1,8
Ta	–	–	2,2	4,0	–	4,9	–	–
Th	–	–	3,5	4,9	4,7	8,3	–	–
U	–	0,65	0,85	0,92	1,65	0,92	–	–

1,2 – толеитовые базальты; 3 – субщелочной оливиновый базальт; 4 – ферробазальт; 5 – андезит; 6 – трахит; 7 – щелочной риолит (авторское название); 8 – комендит.

Примечание. Здесь и во всех таблицах далее содержания микроэлементов приведены в г/т.

спорадически присутствуют базальтическая роговая обманка, нефелин. Муджиериты характеризуются повышенной лейкократовостью, в их основной массе отсутствует оливин, зато в небольшом количестве появляется анортоклаз. При повышении содержания этого минерала породы переходят в трахибазальты и трахиандезиты.

Трахиты представляют собой довольно пеструю группу пород. Это весьма лйкократовые породы с вкрапленниками олигоклаза с анортоклазовой каймой, авгита и эгирин-авгита, железистого оливина (Fa_{60}), чаще всего разложенного, редкого тита-

нита и магнетита. В основной массе присутствуют кислый плагиоклаз, анортоклаз, эгирин-авгит, щелочной амфибол, биотит, энигматит и титаномагнетит. Для кислых разновидностей трахитов характерен кварц; в щелочных иногда удается диагностировать нефелин и содалит. Щелочные и кислые трахиты пространственно разобщены; в ассоциации с последними встречаются игнимбриты. Разновидностью щелочных трахитов являются ромбен-порфиры, для которых характерно наличие крупных ромбовидных вкрапленников кальциевого анортоклаза. В отличие от обычных щелочных трахитов в них наблюдается повышенное содержание в основной массе нефелина, иногда появляются лейцит, анальцим и цеолиты.

Породы кислого состава связаны с кислыми трахитами постепенными переходами. Они представлены трахидацитами, щелочнополевошпатовыми трахириодацитами, трахириолитами, а также пантеллеритами и комендитами. Кислые породы характеризуются наличием вкрапленников анортоклаза, эгирина, рибекита. Иногда присутствуют реликты фаялита. Изредка во вкрапленниках встречаются кварц и апатит. Основная масса кислых пород стекловатая или плохо раскристаллизованная.

В образованиях субщелочной серии на территории Сирии в 1983 г. Е.В. Шарковым и др. были выявлены ксенолиты глубинных пород. В горах Джебель-Друз в пределах одного из небольших четвертичных эксплозивных конусов (вулкан Тель-Данун), "насаженных" на лавовое плато, обнаружены многочисленные ксенолиты шпинелевых лерцолитов и вебстеритов, а также ксенокристаллы керсутита, анортоклаза и ильменита. Кроме того, здесь же наблюдались ксенолиты менее глубинных образований – керсутитовых габбро и горнблендитов, по-видимому, представляющих собой родственные включения.

В южной части гор Джебель-Ансария (район г. Масиафа, дер. Наби-Матта) в пределах крупной кольцевой структуры была встречена толща слоистых туфов, содержащих ксенолиты гранатовых лерцолитов и ксенокристаллы граната (пиропа), ильменита и керсутита, а также породы корового происхождения, преимущественно двупироксеновые кристаллические сланцы.

Серия щелочных натриевых ультраосновных, основных и средних пород Восточной рифтовой зоны образована следующими главными разновидностями пород: мелилит-пироксеновыми пикритами, оливиновыми мелилититами, меланефелинитами, оливиновыми тефритами (базанитами), нефелинитами, фонолитами, карбонатитами. Для всех этих пород характерно наличие модального нефелина и других натриевых фельдшпатоидов, а также присутствие более 10% нормативного нефелина (кроме ультраосновных пород и карбонатитов). Вместе с лавами залегают туфы и агломераты. Их объем в вулканах центрального типа значительно превышает объем лав. С серией натриевых лав связаны мелкие интрузивные тела оливинитов, клинопироксенитов, мельтейгитов, ийолитов, уртитов, нефелиновых сиенитов, карбонатитов.

Щелочные породы натриевой серии распространены на южном окончании Восточной рифтовой зоны (Северная Танзания, Южная Кения), как в центральном грабене, так и на окружающих поднятиях. Они слагают отдельные вулканы центрального типа, а также встречаются в основании разреза вулканитов рифтовой долины.

Характерной чертой щелочного вулканизма является большое количество газовых выделений во время извержения, что обусловливает многочисленные взрывные явления и преобладание среди вулканитов туфов и агломератов. Например, вулкан Элгон сложен обломочными породами почти нацело. Вокруг щелочных вулканов расположены многочисленные воронки взрыва, свидетельствующие о мощных выделениях газов. Эти воронки имеют около 100–300 м в диаметре при глубине 30–70 м. На некоторых участках, например в окрестностях вулкана Хананг, на каждые 2–3 км^2 приходится по воронке.

Крайние группы щелочных эффузивов значительно отличаются по минеральному и химическому составу. Однако внутри серии существуют все переходные разновидности от щелочных пикритов к оливиновым меланефелинитам и мелилититам и далее к меланефелинитам, нефелинитам и фонолитам.

Отдельные вулканические центры различаются ассоциациями вулканических пород. Так, для наиболее южных вулканов Хананг и Кварaха характерны ассоциации меланократовых пород – щелочных пикритов, оливиновых меланефелинитов, мелилититов, нефелинитов. Эродированному вулкану Содиман свойственна ассоциация нефелинитов и фонолитов; меланократовые разновидности здесь отсутствуют. Действующий вулкан Олдоиньо-Ленгаи содержит наиболее полный спектр пород – от весьма меланократовых оливиновых меланефелинитов до агпаитовых фонолитов и карбонатитов.

Плутонические породы представлены оливинитами, клинопироксенитами, мельтейгитами, ийолитами, уртитами, нефелиновыми и канкринитовыми сиенитами. Эти породы образуют ксенолиты размером от долей сантиметра до нескольких метров в поперечнике, включенные в туфы и лавы. В некоторых эродированных вулканах нефелин-пироксеновые тела образуют некки. Ассоциация интрузивных пород, связанных с вулканитами щелочной серии, по мнению А.И. Полякова, полностью аналогична наблюдаемой в щелочно-ультраосновных образованиях Карело-Кольской и Маймеча-Котуйской провинций СССР, массивов Магнет-Ков (США), Кайзерштуль (ФРГ), Якупиранга (Бразилия) и т.д.

Включения глубинных пород ультраосновного состава были описаны для Восточной рифтовой зоны Даусоном. Здесь они представлены шпинелевыми и гранатовыми лерцолитами, верлитами и шпинелевыми гарцбургитами. А.И. Поляковым в туфовой толще восточнее вулкана Олдоиньо-Ленгаи были встречены ксенолиты шпинелевых лерцолитов с флогопитом.

Мегакристаллы наиболее широко распространены в туфах. Они представлены главным образом кристаллами диопсид-авгита и оливина, реже встречаются пироп, магнетит, ильменит, флогопит, амфибол (паргасит), а также кислый до промежуточного плагиоклаз. Оливин, клинопироксен и магнетит образуют хорошо ограненные кристаллы размером до 3–4 см (магнетит – до 1 см). Зональность в кристаллах отсутствует.

Серия калиевых ультраосновных, основных и средних щелочных пород характерна для Западной рифтовой зоны, главным образом к северу от оз. Киву. Объемы этих пород более ограничены по сравнению с породами натриевой щелочной серии. Они слагают несколько вулканических полей, из которых наиболее крупным является южное поле Вирунга с большим числом мелких конусов и семью крупными вулканами высотой более 300 м (Ньира-Гонго, Карисимби, Сабиньо и др.). Далее к северу, в Уганде, расположен ряд вулканических проявлений (Торо и Анколе), сложенных в основном туфами и агломератами с небольшими лавовыми потоками. Самое северное вулканическое поле в районе Форт-Портана сложено также туфогенным материалом с единичными лавовыми потоками карбонатитов.

Количество стекла в лавах невелико. Как правило, основная масса полностью раскристаллизована. Для большинства лав характерна порфировидная структура. Часто наблюдаются гломеропорфировые срастания.

Наиболее меланократовыми лавами серии калиевых щелочных пород являются щелочные пикриты (мафуриты, катунгиты), мелилититы, которые через оливиновые мелалейцититы (угандиты) переходят в группу мелалейцититов, меланефелинитов, лейцититов и нефелинитов, также связанных между собой постепенными переходами и различающихся только количественными соотношениями тех или других минералов.

Лейцитовые тефриты (базаниты) – самая распространенная разновидность пород в поле Вирунга. Характерными минералами-вкрапленниками являются магнезиальный оливин, титанавгит, лейцит, плагиоклаз (лабрадор-битовнит), магнетит. В основной массе встречаются те же минералы и изредка апатит. Плагиоклаз основной массы имеет более кислый состав (андезин). Безоливиновые разновидности встречаются редко.

Трахибазальты различаются по содержанию темноцветных минералов; в зависимости от меланократовости пород вкрапленники плагиоклаза содержат от 50 до 80% анортита;

кроме плагиоклаза, во вкрапленниках присутствуют оливин, титанавгит, магнетит. Основная масса сложена плагиоклазом (олигоклаз-лабрадором), титанавгитом, магнетитом, санидином. Иногда отмечаются гиперстен и апатит.

Трахиты и латиты являются наиболее лейкократовыми разновидностями пород калиевой серии. Они распространены довольно ограниченно, хотя слагают крупный эродированный вулкан Сабиньо. Для этих пород характерны вкрапленники санидина, кислого плагиоклаза, биотита, авгита и гиперстена. В основной массе некоторых латитов встречается тридимит.

В породах калиевой щелочной серии наблюдаются включения интрузивных пород — монцонитов, сиенитов, лейцитовых ийолитов, пироксенитов и перидотитов. К глубинным ксенолитам относятся биотитовые пироксениты и перидотиты, а также глиммериты (флогопититы). Мегакристаллы представлены главным образом клинопироксеном (авгитом) и флогопитом. Пластинки последнего обычно окружены тонкозернистой каймой, в которой удается диагностировать магнетит, клинопироксен, лейцит и кальсилит.

Существует ряд черт, общих для калиевой и натриевой щелочных серий, в частности: 1) развитие таких пород, как меланефелиниты, нефелиниты, карбонатиты; 2) преобладание среди вулканитов туфов и агломератов; 3) наличие воронок взрыва, включений глубинных пород и мегакристаллов.

Некоторые петрогеохимические особенности пород Африкано-Аравийской рифтовой системы. Породы этой области хорошо изучены в петрогеохимическом отношении. При этом выявлены существенные различия состава эффузивов Эфиопского и Кенийского вулканических ареалов. По данным ряда исследователей (Zanettin et al., 1974), "траповая" серия Эфиопии сложена базальтами "промежуточной" серии, среди которых значительно распространены толеитовые разновидности (траппы). Развитие траппового магматизма завершилось формированием щитовых вулканов с лавами субщелочного состава (серия умеренной щелочности). В Эфиопском рифте и Афаре на ранней стадии развития преобладали субщелочные, или "переходные" (толеитовые), базальты; по мере утонения континентальной коры в этих рифтах наблюдается переход ко все менее щелочным разновидностям. Наконец, с началом спрединга здесь появляются низкокалиевые "абиссальные" толеитовые базальты (южная часть Красноморского рифта).

Иная ситуация характерна для базальтов Кенийского рифта. В среднем они имеют более низкое содержание SiO_2 и более высокое — CaO, MgO, FeO, чем базальты Эфиопии. В ряде районов Кенийского рифта главная тектоническая фаза, приуроченная к рубежу 7 млн. лет назад, совпала, согласно Уильямсу, с изменением характера вулканизма от преимущественно щелочного базальтоидного и фонолитового к субщелочному базальтовому и трахитовому. При этом в четвертичных базальтах отмечается понижение концентрации K_2O до 0,37% и исчезновение нормативного нефелина.

Главной петрохимической особенностью вулканитов Западного рифта является высокое содержание щелочей с преобладанием калия над натрием, чем они отличаются от лав Восточного рифта. Кроме того, для них характерны пониженные содержания SiO_2 и Al_2O_3 и повышенные — TiO_2 MgO, CaO и $Fe_{общ}$.

Большой интерес представляют находки ультраосновных ксенолитов как в Западном, так и в Восточном рифтах. Интересно, что эти ксенолиты обнаруживают такое же различие в величине отношения K_2O/Na_2O, как и вмещающие их породы. В Западном рифте $K_2O > Na_2O$, в Восточном — наоборот. Кроме того, породы ультраосновных ксенолитов Западного и Восточного рифтов существенно различаются по содержаниям TiO_2 и MgO. Как было показано выше, аналогичные закономерности характерны и для Байкало-Монгольской рифтовой области.

Геохимические особенности магматических пород рифтовой области Восточной Африки наиболее полно изучены В.И. Герасимовским и др. (Белоусов и др., 1974). Данные о содержании микроэлементов в вулканических породах, заимствованные из работы этого автора, приведены в табл. 5.

Таблица 5. Средний химический состав наиболее характерных пород рифтовых зон Восточной Африки (Белоусов и др., 1974)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	44,78	45,82	49,76	53,79	46,20	45,31	47,78
TiO_2	2,28	2,53	2,20	1,62	1,61	2,93	2,92
Al_2O_3	8,61	13,99	16,72	17,10	18,06	14,64	14,95
Fe_2O_3	5,57	4,94	5,10	4,34	5,97	3,20	5,01
FeO	8,34	8,13	6,25	4,76	3,45	9,76	8,49
MnO	0,18	0,25	0,12	0,18	0,22	0,15	0,21
MgO	13,65	7,99	3,79	2,33	2,30	5,78	4,72
CaO	12,22	10,88	7,56	5,56	7,28	10,69	9,74
Na_2O	2,18	2,87	4,49	5,84	9,32	3,34	2,12
K_2O	0,80	1,15	2,29	3,02	4,18	3,16	2,99
H_2O^+	1,10	1,00	1,15	0,85	0,96	0,50	0,50
P_2O_5	0,29	0,45	0,57	0,61	0,45	0,54	0,55
V	278	263	163	61	140	265	–
Cr	862	322	46	23	16	307	–
Ni	300	135	36	20	17,7	47	–
Co	73	51	31	6,50	6,0	26	–
Sc	24	23	18	8,00	3,50	29	–
Sr	730	735	810	747	2260	970	–
Ba	412	440	660	700	1650	1300	–
TR	206	185	258	325	414	410	–
Nb	66	57	72	130	210	120	–
Ta	3,80	3,20	4,20	11	10	9,20	–
Th	5,6	3,8	7,5	15,0	17,3	15,9	–
U	1,0	0,8	1,7	3,9	5,1	3,4	–
F	890	940	1270	1550	2600	820	–
Li	7,70	7,90	10,90	15,70	26	8,50	–
Rb	24	33	58	101	116	130	–
Cu	158	250	42	15	45	66	–
Be	1	1	1–2,0	1	3,0	1	–
Ga	20	25	27	24	26	22	–
Sn	3,00	3,30	4,40	2,00	2,50	4,00	–
Число анализов	10	29	23	7	7	37	39

1–5 – Восточная рифтовая зона: 1 – пикробазальт, 2 – базальт, 3 – андезибазальт, 4 – трахиандезит, 5 – нефелинит; 6–7 – Западная рифтовая зона: 6 – лейцитовый тефрит, 7 – трахибазальт.
Примечание. Все анализы приведены к 100%.

Как видно из таблицы, содержание V, Cr, Cu, Ni, Co, Sc в эффузивах варьируют в очень широких пределах. В породах умеренной щелочности и натриевой щелочной серии максимальная концентрация названных элементов наблюдается в разновидностях более основного и наименее щелочного состава, что согласуется с общей геохимической закономерностью их распределения в магматических горных породах. При этом наиболее обогащены указанными элементами меланократовые разновидности пород, поскольку в них больше магния и железа, изоморфно замещаемых данными элементами в темноцветных минералах.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в группе щелочных пород Западного рифта калиевые лейцитовые разновидности богаче V, Cr, Cu, Ni, Co и Sc, чем натриевые нефелинсодержащие породы, что согласуется с большей обогащенностью первых Mg и Fe.

Высокие содержания указанных элементов в щелочных калиевых породах противоречат гипотезе об их происхождении в результате ассимиляции сиалического

материала базальтовым, нефелинитовым или другим магматическим расплавом. Эти породы, скорее всего, являются дифференциатами первичной ультраосновной, существенно калиевой магмы (субщелочных калиевых пикробазальтов).

Щелочные эффузивные породы как натриевой, так и особенно калиевой серий обогащены Rb, Sr и Ba. При этом избыток щелочей в расплаве не благоприятствует концентрации в нем Sr и Ba, минимальные содержания которых устанавливаются в агпаитовых щелочных породах. Концентрации же Rb растут к концу магматического процесса, когда рубидий накапливается быстрее, чем калий.

Проведенное Беллом и Пауэллом изучение изотопов стронция в породах Западного рифта показало, что отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ имеет бимодальное распределение: для бесполевошпатовых разновидностей оно равно в среднем 0,705, для содержащих полевой шпат – 0,707. В породах Восточного рифта величина этого отношения колеблется от 0,7029 до 0,7061, причем для карбонатитов характерны весьма низкие ее значения (0,7034).

Поведение редкоземельных элементов (РЗЭ) – La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Du, Er, Yb – в магматическом процессе в значительной мере определяется кальцием и натрием. Функционирование РЗЭ в породах субщелочной и натриевой щелочной серий аналогично: от ранних меланократовых к более поздним лейкократовым дифференциатам обычно возрастают содержание РЗЭ и величина отношения Σ Ce/Σ Y. Это свидетельствует о том, что главным процессом формирования данных серий является кристаллизационная дифференциация.

В породах калиевой щелочной серии фракционирование лантаноидов имеет иное направление. Меланократовые члены сильнее обогащены РЗЭ и характеризуются более высокими значениями $\Sigma Ce/\Sigma Y$ отношения, чем лейкократовые. Калиевые щелочные породы по сравнению с другими типами пород рифтовых зон (за исключением карбонатитов) максимально обогащены РЗЭ, особенно легкими лантаноидами.

Породы рифтовой области заметно обогащены Zr, Hf, Nb и Ta по сравнению с аналогичными породами других регионов. При этом обычно наблюдается увеличение концентрации этих элементов от ранних к поздним дериватам. Только в калиевой серии для Nb и Ta отмечается обратная тенденция: этими элементами наиболее обогащены ранние дифференциаты.

Аналогичные тенденции к различному поведению в процессе эволюции субщелочной и натриевой щелочной серий по сравнению с калиевой устанавливаются также и для U и Th. Их концентрации в первом случае возрастают, а во втором – убывают. F и Cl в изученных породах связаны главным образом с Na; наиболее высокие концентрации этих элементов устанавливаются в конечных дифференциатах. При этом хлор для пород Восточной Африки менее характерен, чем фтор, концентрации которого здесь относительно повышены по сравнению с аналогичными породами других регионов.

Подводя итог характеристике современного континентального рифтового магматизма, вслед за А.Ф. Грачевым (1977) следует подчеркнуть, что независимо от типа рифтовых систем они проходят в своем развитии две главные стадии – предрифтовую и рифтовую. Предрифтовая стадия характеризуется мощным ареальным субщелочным или нормальным по щелочности ("промежуточным"), редко щелочным базальтовым магматизмом, синхронным с пологим сводообразным подъемом территории. На собственно рифтовой стадии обычно появляется система линейных грабенов, в сторону которых происходит миграция магматической активности. При этом меняется и характер извержений: начинают преобладать вулканы центрального типа, появляются контрастные или непрерывные дифференцированные серии магматических горных пород преимущественно субщелочного (трахибазальт-трахитовые серии) и (или) щелочного (базальтоидно-фонолитовые серии) профиля; резко возрастает контрастность тектонических движений, возникает типичный горный рельеф с абсолютными отметками 2–3 км. В пределах грабенов происходит дальнейшее погружение, в значительной мере компенсируемое мощным вулканогенно-терригенным или терригенным (если

поблизости нет вулканов) субаэральным осадконакоплением. В рифтовых областях второго типа на участках перехода к океаническим системам наблюдается значительное возрастание мощности вулканических явлений, формирование пикробазальтовых серий нормальной щелочности (треугольник Афар). Это сопровождается расчленением континентальной плиты и появлением морей с океаническим типом коры, осевой рифтовой зоной и характерными полосовыми магнитными аномалиями (Красное море, Аденский залив). В пределах таких участков формируются уже типичные морские осадки, нередко металлоносные за счет интенсивной фумарольной деятельности. Эта стадия развития может быть охарактеризована как позднерифтовая.

Необходимо подчеркнуть, что рифтовые системы закладываются на различном фундаменте. Это могут быть кристаллические породы раннего докембрия или складчатые области, только недавно закончившие свое развитие, причем ориентировка новообразованных структур может быть как унаследованной, так и секущей по отношению к структурам более раннего заложения. Судя по ксенолитам глубинных пород, существует определенная зависимость между составом субстрата и составом магматических расплавов.

ПАЛЕОРИФТОВЫЕ ОБЛАСТИ

ПЕРМСКИЙ РИФТ ОСЛО

Грабен Осло является одним из наиболее изученных древних рифтов (Континентальные рифты, 1981). Интерес к этому району связан с тем, что здесь на дневную поверхность выведены довольно глубокие срезы рифтовой структуры, недоступные прямому наблюдению в областях современного рифтогенеза.

Грабен Осло площадью около 9000 км^2 вытянут в субмеридиональном направлении (рис. 5). Согласно Рамбергеру и Ларсену (Континентальные рифты, 1981), геологическая история рифта началась в конце карбона или начале перми с погружения ограниченного разломами крупного блока земной коры. Сформировалась красноцветная серия, которая была перекрыта глинистыми сланцами, песчаниками и кварцевыми конгломератами.

Во вторую стадию начались массовые трещинные излияния базальтоидов, образовавших лавовое плато мощностью 1000–2000, иногда до 3000 м. В юго-западной части области (район Шиен) в это время формировался покров щелочных пикритов и базальтоидов – щелочных пикритов, оливиновых нефелинитов, мелилититов, тефритов с единичными потоками лейцититов. По направлению на северо-восток начинают преобладать субщелочные оливиновые базальты, гавайиты, муджиериты, трахибазальты. И, наконец, в районе Осло (плато Крокскоген) встречены толеитовые базальты. По особенностям строения и вещественному составу пород рассматриваемая толща близка к предрифтовой серии Кенийского и Эфиопского рифтов. Наблюдается систематическое уменьшение количества потоков и их мощности к востоку и северу, свидетельствующее об омоложении инициального вулканизма в северном направлении и его миграции в направлении к центру рифта.

С третьей стадией связаны крупномасштабные трещинные излияния латитов и трахиандезитов (ромбен-порфиров), начавшиеся практически одновременно на всей территории рифта. Наблюдается тенденция к омоложению излияний в северном направлении. В этом же направлении уменьшается (с 30 до 4–5) число известных потоков латитов и трахиандезитов (ромбен-порфиров). В центральной части региона с этой стадией, вероятно, связано внедрение биотитовых гранитов Драммена и Финнмарка, разделяющих лавовые поля Крокскоген и Вестфолд и образовавшихся в пределах наиболее раннего поднятия.

Четвертая стадия формирования собственно рифтовой долины характеризуется появлением вулканов центрального типа и вулканических "котловин" (кальдер). Переход к этой стадии документируется в поле по чередованию ромбен-порфиров с

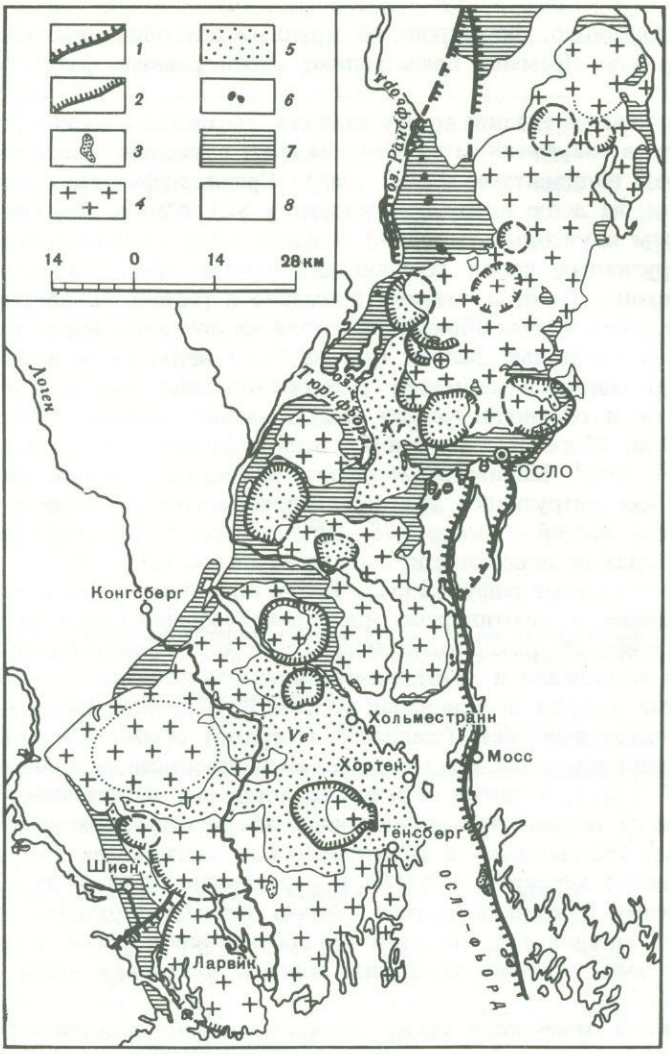


Рис. 5. Схематическая геологическая карта грабена Осло (Континентальные рифты, 1981)

1 – главный разлом; *2* – кольцевые разломы котловин; *3* – брекчии, связанные с главным разломом; *4* – плутонические породы (лаурвикиты, граниты); *5* – вулканические породы (ромбенпорфиры и др.); *6* – базальтовые некки (Осло-эссекситы); *7* – кембрийские–силурийские отложения; *8* – докембрийские образования; лавовые плато: *Kr* – Крокскоген, *Ve* – Вестфоль

базальтами и фельзическими лавами – трахитами и трахириолитами. Он распознается также как переход от "линейной" к "кольцевой" тектонике, отражающей уменьшение растягивающих напряжений. Процесс образования вулканов центрального типа с течением времени смещался с юга на север.

Ранее предполагалось, что внедрение габброидных и сиенит-диоритовых некков (так называемых Осло-эссекситов) относится к ранней стадии магматической активности. Однако сейчас многие исследователи склонны относить, по крайней мере часть из них, к стадии образования вулканов центрального типа.

К пятой стадии приурочено формирование главной массы батолитов. К ним относятся крупные интрузивы монцонитов–мариуполитов района Ларвика (южная часть грабена) и сиенитов–щелочных гранитов района Нордингра-Хурдаль (северная часть района). Согласно данным Rb-Sr метода, второй интрузив несколько моложе

первого, что согласуется с общей тенденцией к омоложению пород в направлении с юга на север. Очевидно, формирование крупных плутонов началось еще раньше, и биотитовые граниты Драммен представляют собой раннюю фазу (по радиологическим данным).

Последующая эрозия удалила толщу наиболее высокозалегающих пород мощностью 1–3 км, так что в современном эрозионном срезе плутонические породы (5000 км^2) преобладают над вулканитами (1400 км^2). Среди эффузивов резко преобладают ромбен-порфиры, на долю которых приходится 82% общего количества вулканических пород, затем идут базальты (15%) и далее лавы кислого состава (около 3%). В группе интрузивных пород соотношения другие. Здесь монцониты, щелочные сиениты и щелочные граниты развиты примерно в равных количествах, составляя в целом 99% всех интрузивных образований, доля же основных пород не превышает 1%.

Интересной особенностью района грабена Осло является наличие мощной положительной гравитационной аномалии (Континентальные рифты, 1981). Совместное гравиметрическое и сейсмологическое моделирование позволило установить, что на глубинах от 20 до 32 км практически под всей рифтовой зоной присутствуют породы плотностью 3,12 г/см^3. Минимальные оценки массы показывают, что это, вероятно, глубокозалегающее интрузивное тело предположительно основных и ультраосновных пород с огромной массой – около $3{,}75 \cdot 10^{20}$ г. Масса же фельзических пород, преобладающих в выходах на поверхности, составляет около $0{,}37 \cdot 10^{20}$ г, т.е. на порядок меньше (Континентальные рифты, 1981). Таким образом, с точки зрения соотношения объемов эти данные не противоречат идее происхождения трахиандезитов и трахитов за счет дифференциации базальтовой магмы, что согласуется также с результатами изучения Rb/Sr отношения и других изотопов.

Вулканические породы. В основании разреза базальтоидной толщи в районе Шиен развиты меланократовые лавы (щелочные пикриты) суммарной мощностью около 1000 м. Вкрапленники в них представлены клинопироксеном, оливином (Fa_{12}) и меланитом (6% TiO_2), а также нефелином, апатитом, магнетитом. В средней части базальтовой толщи встречаются меланитовые нефелиниты. Верхние 500 м толщи сложены тефритами (базанитами) с вкрапленниками плагиоклаза (An_{20-30}), клинопироксена и иногда керсутита (7% TiO_2), а основная масса – плагиоклазом, нефелином и хлоритом. В клинопироксене обычно отчетливо развита зональность типа "песочных часов". Установлено, что ядра кристаллов пироксена образованы диопсидом, промежуточная зона – титансодержащим салитом, а краевая часть – титансалитом (Weigand, 1975).

В низах разреза отмечаются также отдельные потоки мелилититов с авгитовыми фенокристаллами в основной массе, состоящей из мелилита и нефелина, и лейцититов с псевдолейцитовыми микрофенокристаллами. В основной массе последних развиты псевдолейцит, нефелин и рудные минералы.

Далее на северо-восток развиты субщелочные базальты с афировой и порфировой структурами, которые по характеру минералов-вкрапленников подразделяются на пироксенофировые, пироксен-плагиоклазофировые и плагиоклазофировые. Их химизм отражен в табл. 6. Судя по петрографическому и минеральному составу пород, среди них выделяются субщелочные оливиновые базальты, гавайиты, муджиериты и трахибазальты. Базальты нормальной щелочности отмечаются в подчиненном количестве и только в пределах плато Крокскоген.

Состав плагиоклаза вкрапленников варьирует от An_{60} до An_{25}. В плагиоклазовых и афировых базальтах клинопироксен образован бледно-фиолетовым титанавгитом, однако нередко он имеет зональное строение с более магнезиальным бледно-зеленым диопсидом в ядре. Изучение зональности клинопироксенов, выполненное с помощью микроанализатора, позволило установить, что по направлению от центра к периферии зерен наблюдается снижение содержания SiO_2 и MgO при росте концентраций TiO_2, Al_2O_3 и FeO (табл. 7).

Таблица 6. Средний химический состав вулканитов грабена Осло (Weigang, 1975; The Oslo..., 1978)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	48,89	49,29	44,57	48,20	53,51	52,00	55,26
TiO_2	2,70	2,98	3,59	2,90	1,25	2,59	1,14
Al_2O_3	14,47	16,18	12,33	14,09	18,38	14,67	19,64
Fe_2O_3	6,85	7,76	7,13	6,91	7,92	10,20	4,53
FeO	6,19	4,32	6,34	5,23	0,97	1,86	2,20
MnO	0,18	0,18	0,20	0,19	0,28	0,32	0,30
MgO	5,72	4,70	7,96	5,70	1,34	2,38	1,10
CaO	8,29	7,59	11,35	8,48	5,07	5,20	6,83
Na_2O	3,25	3,79	2,95	3,71	4,68	3,60	4,16
K_2O	1,23	1,70	1,86	2,60	4,29	3,85	2,69
P_2O_5	0,41	0,41	0,73	0,44	0,71	1,05	1,40
Cr	99	40	78	93	–	–	–
Ni	54	27	56	56	–	–	–
Rb	36	24	34	76,0	–	–	–
Sr	740	747	1221	1345	–	–	–
Th	3,19	4,26	6,66	5,07	–	–	–
U	0,93	1,25	1,70	1,43	–	–	–

1–4 – базальты: 1 – афировый (среднее из 10 ан.), 2 – плагиоклазофировый (среднее из 16 ан.), 3 – пироксенофировый (среднее из 7 ан.), 4 – пироксен-плагиоклазофировый (среднее из 12 ан.); 5–7 – латиты и щелочные трахиандезиты (ромбен-порфиры).

Примечание. Все анализы приведены к 100%.

Таблица 7. Химический состав зональных вкрапленников клинопироксена из субщелочных базальтов грабена Осло (Weigang, 1975)

Компоненты	1		2		3			4	
	Ядро	Кайма	Ядро	Кайма	Ядро	Кайма		Ядро	Кайма
SiO_2	50,3	45,5	52,2	49,2	50,2	46,7	43,6	50,4	48,3
TiO_2	1,4	3,5	0,5	1,5	0,6	2,4	3,1	1,5	2,2
Al_2O_3	2,8	7,1	2,0	3,6	2,7	6,8	10,3	2,9	4,4
FeO	6,7	8,1	4,9	8,4	4,3	7,6	8,3	8,2	8,0
MnO	Не опр.	Не опр.	0,1	0,2	0,1	0,1	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MgO	15,2	12,2	17,2	14,1	17,0	13,4	12,0	15,2	14,6
CaO	22,7	22,9	21,7	21,6	22,8	22,6	22,4	21,5	21,6
Cr_2O_3	Не опр.	Не опр.	0,6	0,1	0,7	Нет	Нет	Не опр.	Не опр.
Сумма	99,1	99,3	99,2	98,8	97,7	99,6	99,7	99,7	99,1
Wo	46,3	49,5	43,8	45,2	45,8	47,9	49,1	43,8	44,9
En	43,1	36,8	48,4	41,0	47,4	39,5	36,7	43,2	42,1
Fs	10,7	13,7	7,7	13,8	6,8	12,6	14,2	13,0	13,0

Фенокристаллы оливина, отмечаемого в пироксеновых субщелочных базальтах, обычно нацело замещены вторичными минералами. Титаномагнетит встречается как в виде фенокристаллов, так и в основной массе, составляя особенно в гавайитах и муджиеритах до 10–15% объема пород.

Характерной особенностью латитов и трахиандезитов (ромбен-порфиров) грабена Осло является наличие своеобразных ромбо- или лодочковидных фенокристаллов антипертитового зонального плагиоклаза, составляющих около 10–20%

объема пород. В ядрах фенокристаллов состав плагиоклаза отвечает An_{35-40}, иногда An_{45}, а во внешних зонах – An_{25-30}. Оторочка часто сложена анортоклазом. Основная масса образована пертитовым калиевым полевым шпатом, биотитом, клинопироксеном, роговой обманкой, апатитом, титанитом, серицитом, магнетитом и небольшим количеством магнетита и кварца. В целом количества плагиоклаза и щелочного полевого шпата примерно равны и составляют около 70–80% объема пород.

Интрузивные породы. В настоящее время в пределах рифтовой зоны выделяются четыре типа интрузивов: 1) существенно габбровые некки; 2) крупные интрузивы сиенитов–мариуполитов (лаврикитов–лардалитов) южной части рифтовой зоны; 3) крупные интрузивы щелочных сиенитов–щелочных гранитов (нордмаркитов–экеритов) северной части рифта; 4) биотитовые субщелочные граниты (Драммен-граниты) средней части рифта. Нами будут охарактеризованы интрузивы только первых двух типов.

Сиенит-габбровые интрузивы (Осло-эссекситы). Согласно Ларсену и др. (The Oslo..., 1978), вулканические некки района Осло расположены вдоль двух главных тектонических линий. Одна из них субмеридиональная, соответствующая главному разлому Ослофьорда, вторая – север–северо-восточного направления. Выявлены около 13 главных некков (0,5–1 км в диаметре) и не менее пяти-шести мелких; по крайней мере шесть некков являются многофазными.

Формирование некков предшествовало внедрению главных плутонических серий, и поэтому они отмечаются только в краевых частях зоны или даже вне ее пределов, а некоторые, например Эйген, встречены в виде включений в более молодых интрузивах.

Некки образованы различными породами, среди которых преобладают габброиды, в том числе субщелочные, и сиенит-диориты. В породах широко проявлена первичная ритмичная расслоенность, масштабы которой варьируют от сантиметров до нескольких метров. Наблюдаются обычные для расслоенных интрузивов текстуры оползания, трогоподобные и др. Судя по ориентировке трахитоидных текстур, в некоторых случаях некки имеют воронко-, но чаще трубообразную форму.

Породам свойственны кумулятивные структуры. Главные кумулятивные фазы – плагиоклаз, авгит, оливин, а также магнетит и небольшое количество апатита. Кумулусные фазы могут подвергаться адкумулатному разрастанию, что особенно характерно для плагиоклаза, состав которого в результате меняется от An_{55-60} в ядре до An_{15-20} во внешней кайме. Иногда отмечаются породы с кумулусным керсутитом и ортопироксеном. Из интеркумулусных минералов следует отметить биотит, керсутит, калиевый полевой шпат, иногда нефелин и меланит.

Среди кумулатов преобладают плагиоклаз-клинопироксеновые разновидности, иногда с оливином (габбро, оливиновое габбро). В подчиненном количестве отмечаются плагиоклазовые и клинопироксеновые кумулаты. Оливин-клинопироксеновые, оливин-плагиоклазовые, керсутит-пироксен-плагиоклазовые и другие разновидности развиты спорадически.

Интрузивы сиенитов–мариуполитов. Наиболее хорошо изучен крупный (около 1000 км^2) сложный батолит района г. Ларвика. Согласно Петерсену (The Oslo..., 1978; Континентальные рифты, 1981), он состоит из ряда магматических тел серповидной формы; их структурные взаимоотношения характеризуются последовательными взаимными пересечениями, что говорит о структурном омоложении пород в направлении с востока на запад.

Состав пород в пределах комплекса меняется от кварцсодержащих сиенитов (ларвикитов) до мариуполитов (называемых также плагиофойяитами или лардалитами) через промежуточные разновидности, не содержащие ни кварца, ни нефелина. Поздние фазы образованы "вложенными" друг в друга кольцевыми интрузивами мариуполитов. Вдоль контактов с вмещающими породами рамы сиениты приобретают порфировидную структуру и близки по строению к ромбен-порфирам. Вмещающие породы подвергаются брекчированию и термальному воздействию.

В краевых частях массива иногда наблюдаются оливиновые субщелочные габбро (серкедалиты), которые считаются наиболее высокотемпературными фракционатами. В качестве кумулятивных фаз здесь наблюдаются оливин, плагиоклаз, а также магнетит, ильменит и апатит. Интеркумулусные фазы представлены титанавгитом, щелочным полевым шпатом (пертитом) и апатитом. Оливин (Fa_{49}) образует близкие к идиоморфным кристаллы. Плагиоклаз имеет состав андезина и обычно окружен каймой щелочного полевого шпата.

Сиениты (монцодиориты и сиениты) слагают крупные массивы в южной части рифта. Среди них выделяются две главные разновидности, различающиеся по составу плагиоклаза, – монцодиориты (кьелсоситы) с андезином и кварцсодержащие сиениты (ларвикиты, лаурвикиты) с олигоклазом. В целом они представляют собой единую группу пород с резким преобладанием сиенитов. Сиениты – средне-, крупнозернистые породы, состоящие главным образом из пластинчатых кристаллов полевого шпата размером до 1 см и более. Состав полевого шпата варьирует в центральных частях зерен от $An_{35}Ab_{60}Or_5$ в монцодиоритах до $An_{15}Ab_{76}Or_9$ в сиенитах. В краевых частях зерен обычно отмечается кайма анортоклаза ($An_7Ab_{61}Or_{32}$). В плагиоклазах сиенитов встречаются антипертиты, возникшие в результате распада твердого раствора. Иногда они имеют субмикроскопический (перистеритовый) характер, что приводит к иризации в голубовато-серых или красноватых тонах. В качестве кумулятивных фаз здесь также часто отмечаются оливин, титанавгит, магнетит с ильменитом, апатит, иногда керсутит. Оливин варьирует по составу от $Fa_{46,6}$ до $Fa_{79,1}$; более магнезиальные разновидности характерны для монцодиоритов. Чаще он присутствует в виде псевдоморфоз. Клинопироксен представлен титанавгитом, нередко обрастающим каемкой керсутита, который, в свою очередь, замещается зеленым натриевым амфиболом. В наиболее магнезиальных породах района Санде с клинопироксенами состава $Wo_{45-47}En_{35-36}Fs_{17-20}$ сосуществуют ортопироксены состава $Wo_3En_{49-59}Fs_{46-48}$, в целом не характерные для рассматриваемых пород.

Интеркумулусные фазы монцодиоритов и сиенитов представлены существенно калиевым полевым шпатом, керсутитом, красно-коричневым биотитом, цирконом, небольшим количеством кварца (2–5%) или нефелина. Иногда в сиенитах устанавливается первичная ритмичная расслоенность, вызванная обогащением отдельных прослоев темноцветными минералами.

В мариуполитах, или лардалитах, обычно встречающихся совместно с сиенитами, наряду с полевым шпатом $An_{10}Ab_{55-85}Or_{15-40}$ в качестве кумулятивной фазы отмечается нефелин (10–40%). Темноцветные минералы представлены оливином (Fa_{53-83}) или псевдоморфозами по нему, титанавгитом, замещенным керсутитом и красно-коричневым биотитом, магнетитом, ильменитом, апатитом. Иногда темноцветные минералы образуют шлиры ультрамафитов. Мощность интрузива района г. Ларвика, по гравиметрическим данным, около 10 км.

Сиенит-мариуполитовый комплекс сечется щелочными сиенитами, варьирующими по составу от безнефелиновых разновидностей через нефелиновые сиениты (гедрумиты) до фойяитов. Химический состав типичных пород приведен в табл. 8.

Геохимические и изотопно-геохимические особенности пород. Изучение редких элементов и изотопов в изверженных породах района Осло началось сравнительно недавно. Имеющиеся отрывочные данные обобщены Сунволом (The Oslo..., 1978; Континентальные рифты, 1981). Изучение содержания радиоактивных элементов (Th и U) в плутонических породах показало, что они могут быть подразделены на следующие две группы: 1) с низким Th/U отношением (среднее между 3,5 и 4,5), куда входят монцодиориты, сиениты, мариуполиты и родственные им породы; 2) с высоким и изменчивым отношением Th/U (между 4,5 и 6,5), объединяющую нордмаркиты, щелочные щелочнополевошпатовые граниты (экериты) и граниты.

Субщелочные базальтовые, латитовые и ромбен-порфировые лавы имеют Th/U отношение, аналогичное наблюдаемому в сиенитах и родственных им породах первой груп-

Таблица 8. Химический состав интрузивных пород грабена Осло (The Oslo..., 1978)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	46,17	47,20	49,94	55,46	59,71	55,55
TiO_2	2,33	3,79	3,03	1,42	1,00	1,12
Al_2O_3	4,06	13,88	16,01	19,63	18,59	20,38
Fe_2O_3	5,78	2,29	4,31	2,52	1,90	2,06
FeO	8,72	13,13	7,97	4,04	2,33	2,42
MnO	0,20	0,29	0,39	0,12	0,14	0,16
MgO	14,59	6,56	3,56	1,67	1,31	1,46
CaO	17,25	8,54	5,48	6,11	3,25	2,32
Na_2O	0,50	2,55	4,26	4,80	6,54	8,15
K_2O	0,02	0,66	3,45	3,21	4,11	5,04
P_2O_5	–	–	–	0,66	0,42	0,64
H_2O	–	–	–	–	0,58	0,75
Сумма	99,70	98,89	98,40	99,64	99,88	100,05

1–3 – сиенит-габбровые интрузивы (Осло-эссекситы): 1 – клинопироксенит, 2 – габбро, 3 – субщелочное габбро; 4 – монцодиорит (кьелсосит); 5 – сиенит (ларвикит); 6 – мариуполит (лардалит).

пы. На этом основании сделан вывод, что породы связаны генетически и наблюдаемое в них Th/U отношение было характерно для родоначальной магмы. Высокотемпературные кумулаты, такие, как габбро и оливиновые субщелочные габбро, имеют несколько меньшую величину Th/U отношения, чем породы первой группы, нордмаркиты и экериты – более высокую.

Вейганд (Weigand, 1975) изучил геохимию базальтовых лав, включая поведение таких элементов, как Cr, Ni, Rb, Sr, Th и U. Он обнаружил, что среди базальтов выделяются, по крайней мере, две группы: толеитовая, характеризующаяся низкими содержаниями Rb, Sr, Th и U и постоянными количествами Cr и Ni, и субщелочная, включающая гавайитовые и муджиеритовые дифференциаты с повышенными концентрациями Rb, Sr, Th и U и варьирующими содержаниями Cr и Ni. Впоследствии была выявлена и третья группа щелочных базальтоидов (базанитов), а также другие недосыщенные породы, еще больше обогащенные Sr, Th и U.

Было проведено также изучение распределения редкоземельных элементов в базальтах, габбро, латитах и трахиандезитах (ромбен-порфирах). Для габбро (особенно мафических кумулатов) установлена отрицательная Eu-аномалия, которая слабо намечается и для ромбен-порфиров. Различия в форме кривых распределения РЗЭ между базальтами и латитами связаны главным образом с толеитовыми базальтами и примерно аналогичны для субщелочных разновидностей и ромбен-порфиров. В толеитах соответственно больше легких и меньше тяжелых редкоземельных элементов, чем в субщелочных базальтах и щелочных базальтоидах. Среднее возрастание концентрации РЗЭ в трахиандезитах по сравнению с субщелочными базальтами от 2,2 (La) до 1,9 г/т (Lu) может свидетельствовать о единой родоначальной магме с аналогичным распределением РЗЭ ($La/Lu \approx 180–210$).

Большинство исследователей полагают, что серии ларвикитов–лардалитов и нордмаркитов–экеритов возникли в результате дифференциации единого исходного базальтового расплава. В случае нордмаркитов–экеритов было установлено обогащение пород Li, Be, Rb, Zr, Nb, Cs, Tl и Pb с соответствующим уменьшением V, Sr, Ba, La и Nd при увеличении индекса дифференциации от нордмаркитов к экеритам, что подтверждает высказанное положение.

Изучение изотопов стронция показало, что в недосыщенных кремнеземом плутони-

ческих породах среднего состава первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ варьирует между 0,7034 и 0,7073. В базитах (базальтах и габбро) это отношение колеблется от 0,7037 до 0,7078. Коррекция на вторичные изменения пород показывает, что первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ варьируют в пределах 0,7034–0,7053. Из этого сделан вывод, что все изверженные породы грабена Осло, включая биотитовые граниты, имеют аналогичные и сравнительно низкие первичные величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, свидетельствующие в пользу теории происхождения всех магматических пород из мантийного магматического источника.

На основании проведенных исследований Сунволем сделан вывод, что в истории магматических пород района Осло крупномасштабная ассимиляция вмещающих коровых пород не играла существенной роли. Интервал магматической деятельности, судя по имеющимся изотопным данным, оценивается в 40 млн. лет.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ КАРЕЛО-КОЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ ОБЛАСТЬ

Наиболее глубоко эродированная рифтовая область наблюдается в восточной части Балтийского щита. Ее особенностью является то, что процесс рифтогенеза здесь был прерван возникновением мощной зоны сжатия с последующей полной перестройкой тектоно-магматического режима. В результате этих процессов от прежней области сохранился только ее восточный Карело-Кольский фрагмент. В западной части Балтийского щита аналогичные структуры полностью переработаны в процессе развития свекофенской геосинклинали.

Проведенные за последнее время крупномасштабные комплексные геолого-геофизические исследования Балтийского щита позволили установить, что он имеет четко выраженное блоковое строение (Земная кора..., 1978). В его сложении принимают участие сиалические блоковые структуры разного порядка и разделяющие их зоны с земной корой мафического профиля. Формирование докембрийской земной коры происходило в течение четырех главных тектоно-магматических циклов: доребольского (ранний архей), ребольского (поздний архей), селецкого (ранний протерозой) и свекофенского, или позднекарельского (конец раннего протерозоя).

Согласно имеющимся геолого-геофическим данным, восточная часть Балтийского щита представляет особый Карело-Кольский геоблок с наиболее древней земной корой. В свою очередь, он подразделяется на Кольский, Беломорский и Карельский мегаблоки, разделяемые Лапландским глубинным разломом и Восточно-Карельской зоной (рис. 6). В отличие от чрезвычайно активного Беломорского мегаблока, где процессы складчатости, магматизма и метаморфизма продолжались на протяжении около 1 млрд. лет, а закончились лишь к рубежу 1800 млн. лет, Кольский и Карельский мегаблоки завершили активное развитие в ребольскую фазу складчатости (2700 ± 100 млн. лет) и во время селецкого цикла были лишь активизированы в пределах локальных зон. К началу свекофенского цикла они представляли собой жесткие консолидированные структуры.

Начало свекофенского этапа (2200–2100 млн. лет) характеризовалось растяжением земной коры в пределах Кольского и Карельского мегаблоков и заложением узких линейных грабенов, ориентированных в северо-западном направлении. Их формирование происходило в субаэральных условиях и сопровождалось мощным базальтовым вулканизмом и широким проявлением разнообразных интрузивных пород. Вторая половина свекофенского этапа, особенно в пределах Кольского мегаблока, резко отлична по тектоническому режиму от первой. Кольский мегаблок в это время испытал мощные тангенциальные деформации, связанные, по-видимому, с развитием Лапландского глубинного разлома. Характер магматизма этого периода резко отличен от предыдущего (андезибазальты, андезиты, дациты, риолиты, гранитоиды нормальной щелочности и т. д.). Завершился свекофенский этап формированием крупных комплексов анортозитов–гранитов рапакиви. Все эти образования являются представителями известко-

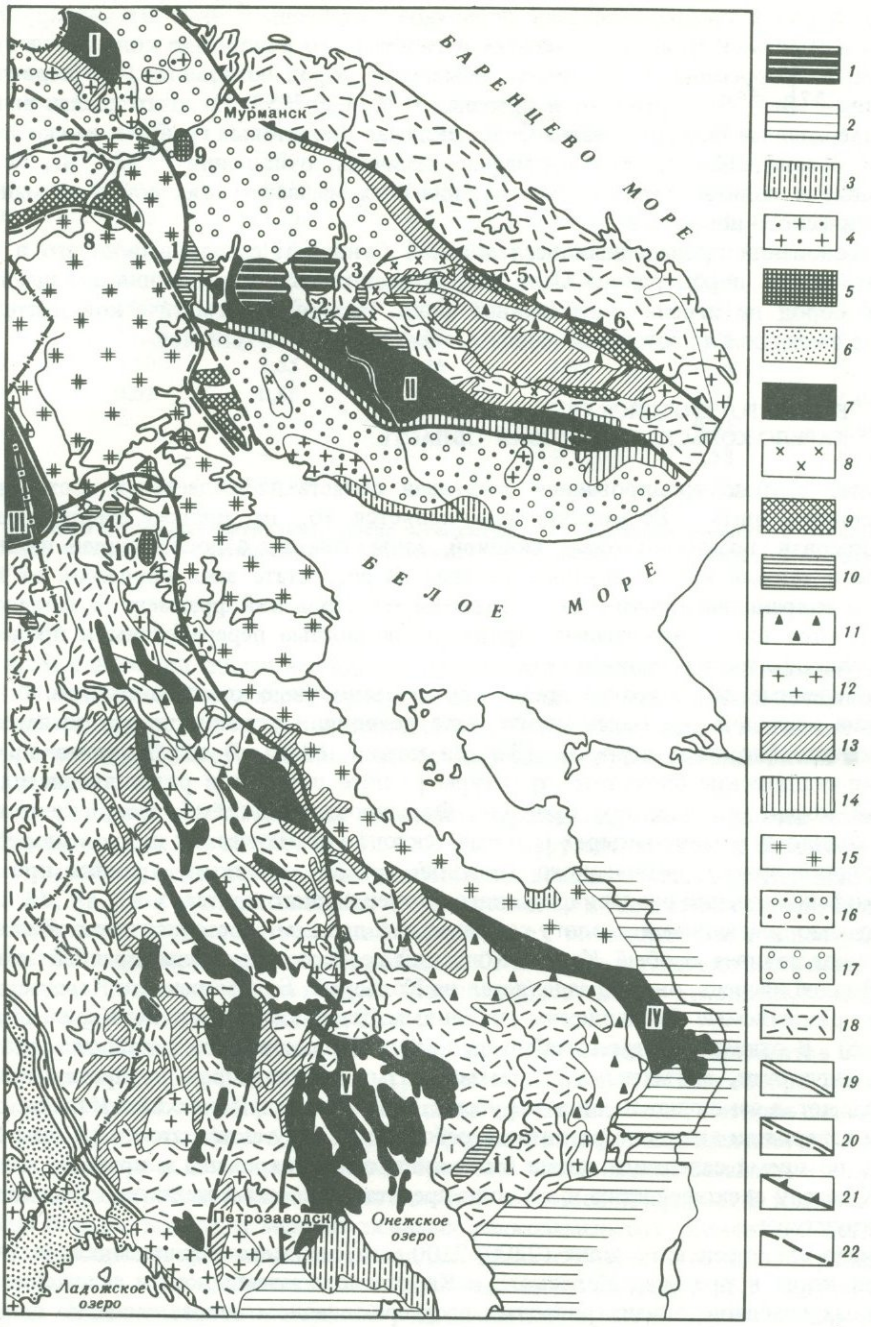


Рис. 6. Схема геологического строения раннепротерозойской Карело-Кольской рифтовой области (Земная кора..., 1978)

1 – герцинские интрузивы нефелиновых сиенитов; *2* – палеозойский платформенный чехол; *3* – верхнепротерозойский платформенный чехол; *4* – интрузивы анортозитов–гранитов рапакиви и существенно микроклиновых гранитов типа Ара-Поррьяс; *5* – щелочногаббровые интрузивы; *6, 7* – осадочно-вулканогенные толщи: *6* – ладожской и сортавальской серий, *7* – печенгской, иманд-ра-варзугской, онежской серий и их аналогов (ятулий и суйсарий); *8* – щелочные и субщелочные граниты; *9* – ранне- и позднесвекофенские метагаббро–анортозиты; *10* – расслоенные интрузивы основных и ультраосновных пород; *11* – осадочно-вулканогенные комплексы сумия (селецкий цикл); *12* – селецкие и ребольские гранитные интрузивы; *13* – осадочно-вулканогенные комплексы лопия (ребольский цикл); *14* – тектонически смешанные лопские, сумийские и (частично)

во-щелочной (андезитовой) серии магматических горных пород, проявляющейся в режиме сжатия (см. главу 6).

Магматические образования раннесвекофенского этапа интенсивно изучаются на протяжении последних десятилетий. Особый интерес они вызывают в связи с бурением Кольской сверхглубокой скважины, заложенной в пределах Печенгской структуры и вскрывшей почти 7-километровый разрез выполняющих ее эффузивно-осадочных пород. Особенности магматизма этого периода, рассмотренные во множестве публикаций (Земная кора..., 1978; Магматические формации..., 1980 и др.), сводятся к следующему: 1) приуроченность к системе линейно-вытянутых субпараллельных, нередко асимметричных грабенов; 2) преимущественно субщелочной характер базальтового вулканизма на ранних этапах развития структур, происходившего в субаэральных условиях и ассоциирующего с типичными молассоидными континентальными осадочными формациями типа косослоистых красноцветных песчаников, а также конгломератами и гравелитами, что, очевидно, указывает на наличие горного рельефа; 3) смена характера магматической деятельности на поздних этапах развития структур – появление мощных пикрит-базальтовых серий нормальной, реже повышенной щелочности ("переходного типа"), ассоциирующих в ряде случаев с турбидитами, т. е. формировавшихся уже в условиях морского бассейна. В целом по характеру разреза, условиям формирования пород и их вещественному составу рассмотренные эффузивные комплексы весьма близки к образованиям северной части Восточно-Африканской рифтовой системы – Эфиопскому рифту и треугольнику Афар, а также рифту Красного моря, где наблюдается переход во времени и пространстве от типично материковых вулканогенно-осадочных образований к типично морским с соответствующей сменой химизма магматических пород. Присутствие базальтов нормальной щелочности в основании разрезов свекофенских грабеновых структур сближает их с разрезами Эфиопского рифта, пермского грабена Осло и кайнозойской Байкало-Монгольской рифтовой области, где последовательность магматических событий аналогична наблюдаемой в процессе формирования двух нижних свит печенгской и имандра-варзугской серий и ятулийских образований Карелии. Таким образом, имеющиеся геолого-петрографические данные свидетельствуют о близости раннесвекофенского магматизма Кольского и Карельского мегаблоков с магматизмом классических рифтовых областей.

Следует отметить, что тектоническая типизация этого этапа развития исследователями производится по-разному: одними – как этап становления древних платформ (К.А. Шуркин, Ф.П. Митрофанов); другими – как субплатформенный или платформенный этап (А.П. Светов); третьими – как орогенный (А.А. Предовский) и т. д. Однако эти определения всего лишь отражают разные аспекты одного и того же режима континентального рифтогенеза и поэтому в дальнейшем не обсуждаются.

Магматизм раннесвекофенского этапа отличается чрезвычайным разнообразием и широко проявлен на всей исследованной территории как в эффузивном, так и в интрузивном вариантах. С одной стороны, это мощные вулканогенно-осадочные комплексы Печенгской и Имандра-Варзугской структур на Кольском полуострове, ятулийские и суйсарские отложения грабенов Карелии и связанные с ними многочислен-

←

свекофенские образования; *15* – гнейсы и амфиболиты беломорской серии (доребольский цикл); *16* – нерасчлененные гнейсы и кристаллические сланцы кольской серии (доребольский цикл) и лопия; *7* – нерасчлененные гнейсы и кристаллические сланцы кольской (доребольский цикл) и оленегорской (ребольский цикл) серий; *18* – древнейшие гнейсы и кристаллические сланцы и первично-коровые (?) граниты (доребольский цикл); *19* – граница Свекофенского и Карело-Кольского геоблоков; *20* – Лапландский глубинный разлом; *21* – разломы, ограничивающие мегаблоки и сегменты; *22* – прочие разломы. *I–V* – наиболее крупные грабеновые структуры: *I* – Печенгская, *II* – Имандра-Варзугская, *III* – Панаярви-Куолаярвинская, *IV* – Ветреного пояса, *V* – Онежская. *1–11* (цифры на схеме) – интрузивы: *1* – Мончетундровский, *2* – Панских–Федоровых Тундр, *3* – Цагинский, *4* – Олангской группы, *5* – Колмозерский, *6* – Ачинский, *7* – Колвицко-Кандалакшский, *8* – Сальнотундровский, *9* – Гремяха-Вырмесский, *10* – Елетьозерский, *11* – Бураковский

Таблица 9. Химический состав вулканических пород раннесвекофенского этапа развития Кольского и Карельского мегаблоков

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	52,42	54,60	50,00	53,08	50,71	60,51
TiO_2	0,99	0,92	2,81	1,02	1,79	1,16
Al_2O_3	14,42	13,89	13,06	11,28	13,50	15,86
Fe_2O_3	3,34	3,45	6,03	6,50	7,96	7,09
FeO	7,01	7,15	10,29	6,10	6,16	2,69
MnO	0,16	0,16	0,20	0,16	0,20	0,05
MgO	7,32	4,86	3,78	7,84	5,96	1,58
CaO	6,32	8,26	4,02	5,47	6,13	0,94
Na_2O	2,63	3,38	3,08	4,22	4,04	5,40
K_2O	0,94	1,23	1,94	0,90	1,05	3,02
H_2O^+	3,23	2,09	3,54	3,18	2,23	1,75
P_2O_5	0,10	Сл.	0,30	0,27	0,27	0,38
CO_2	–	0,10	1,22	1,17	0,64	0,10
Cu	–	0,013	0,034	0,038	0,21	0,06
Ni	–	0,004	0,005	0,017	0,19	0,0018
Co	–	0,002	0,003	0,0034	0,004	0,002
Cr	0,030	0,008	0,001	0,061	0,056	0,002
V	–	0,017	0,032	0,024	0,018	0,004
B	–	0,0004	–	–	0,0004	–
Pb	–	0,0008	–	–	0,0005	–
Сумма	99,01	100,0	100,25	100,49	100,00	100,43

1 – базальт ахмалахтинской свиты печенгской серии; 2 – среднее для базальта ахмалахтинской свиты; 3–4 – субщелочные базальты куэтсярвинской свиты печенгской серии; 5 – среднее для субщелочного базальта; 6 – трахит куэтсярвинской свиты; 7–8 – базальты коласйокской и пильгуярвинской свит печенгской серии; 9 – среднее для толеита коласйокской и пильгуярвинской

ные силлы и дайковые комплексы, с другой – крупные расслоенные интрузивы основных–ультраосновных и основных–ультраосновных–щелочных пород в пределах выступов фундамента (эродированных "плеч рифтов") как на Кольском полуострове, так и в Карелии, а также массивы анортозитов и щелочных гранитов Кольского полуострова (см. рис. 6).

Эффузивные серии. В пределах Кольского мегаблока к раннесвекофенским образованиям относятся вулканогенно-осадочные комплексы печенгской и имандра-варзугской серий, выполняющие одноименные асимметричные грабен-синклинорные структуры. Во всех случаях разрез начинается с переслаивания конгломератов, субаэральных косослоистых песчаников и гравелитов, вверх по разрезу переходящих в туфопесчаники, туфобрекчии, после чего начинается вулканогенный разрез, где преобладают базальты и андезибазальты нормальной щелочности с подчиненными количествами субщелочных базальтов и андезибазальтов (ахмалахтинская свита печенгской серии, сейдореченская – имандра-варзугской).

После небольшого перерыва, выразившегося в появлении кор выветривания, формируется также субаэральный комплекс вулканогенно-осадочных пород, но уже четко субщелочного профиля (куэтсярвинская свита печенгской серии, умбинско-титанская – имандра-варзугской, средний и верхний ятулий Карелии). Здесь развиты субщелочные пикробазальты, субщелочные оливиновые базальты, гавайиты, муджиериты, трахиандезибазальты, трахиты (ранее описывавшиеся как метадациты), магнетитовые трахиандезиты (альбитофиры), трахириодациты, трахириолиты (плагиориолиты). Средние и кислые разновидности пород более типичны для вулканических серий Печенгской структуры. Для рассматриваемых серий характерна бимодальность.

7	8	9	10	11	12	13
47,90	50,12	47,92	42,30	43,72	43,49	51,46
1,30	1,15	1,36	2,12	1,90	2,17	3,38
12,32	13,38	13,06	6,48	8,59	7,60	11,58
4,92	4,41	3,67	2,30	4,17	2,85	6,63
8,64	8,94	10,22	13,68	11,30	12,72	10,25
0,17	0,17	0,19	0,20	0,17	0,19	0,32
6,80	5,54	6,48	18,10	13,18	15,18	2,88
11,28	9,85	11,42	8,23	9,81	9,16	5,60
2,38	3,20	2,36	0,06	0,60	0,29	4,68
0,20	0,38	0,24	0,04	0,20	0,16	1,02
4,00	3,19	2,86	6,00	6,09	4,86	2,54
Не опр.	Не опр.	0,21	0,31	Не опр.	–	–
0,11	Нет	0,49	0,87	0,36	0,59	–
0,016	0,018	0,016	0,014	0,021	0,022	–
0,008	0,008	0,008	0,073	0,060	0,064	–
0,0034	0,0036	0,004	0,009	0,006	0,007	–
0,014	0,007	0,010	0,090	0,074	0,094	–
0,027	0,025	0,027	0,020	0,020	0,021	–
–	–	0,0007	–	–	0,0008	–
–	–	0,0001	–	–	0,0001	–
99,91	100,33	100,00	99,61	99,73	100,00	100,68

свит; 10–11 – пикриты пильгуярвинской свиты; 12 – среднее для пикрита пильгуярвинской свиты; 13 – спилит онежской свиты.

Примечание. Ан. 1–4, 7–12 – по А.А. Предовскому и др. (1974); 5, 6 – по В.Г. Загородному и др. (1964); 13 – по М.А. Гиляровой (1941).

В целом вулканиты отличаются ярко выраженной натриевой специализацией (табл.9) и значительным преобладанием железа над магнием. Ассоциирующие с ними осадочные породы имеют молассоидный облик, отличаясь наличием грубозернистых пород и красноцветных косослоистых песчаников, иногда содержащих убогую вкрапленность сульфидов меди. В средних и верхних частях разреза отмечаются онколитовые известняки и доломиты, иногда со строматолитовыми постройками, силициты, вероятно, представляющие собой хемогенные осадки, и травертины (Загородный и др., 1964; Предовский и др., 1974). Мощности разрезов довольно значительны. Так, в Печенгской структуре на долю двух нижних свит приходится 2–3, а в Имандра-Варзугской – 4–5 км, причем 3/4 из них составляет метаэффузивы. В ятулийских грабенах Карелии мощности комплексов обычно не превышают первых сотен метров.

Верхние части разрезов рассматриваемых структур существенно отличаются от нижних. Наиболее полно эти образования общей мощностью около 5 км представлены в Печенгской структуре (коласйокская и пильгуярвинская свиты). В Имандра-Варзугской структуре аналогом этих образований является ильменская свита, а в Карелии – суйсарский комплекс Ветреного пояса, Онежской мульды и Панаярви-Куолаярвинской структуры (Магматические формации..., 1980).

В пределах Печенгской структуры коласйокская свита с небольшим угловым несогласием ложится на вулканиты куэтсярвинской свиты. Ее нижняя (осадочная) подсвита сложена терригенными гематитсодержащими, терригенно-карбонатными, карбонатными породами, травертинами и терригенными отложениями наземного и мелководного происхождения (Предовский и др., 1974). Залегающая выше вулканогенная подсвита начинается пачкой туфов, которая сменяется шаровыми лавами с прослоями

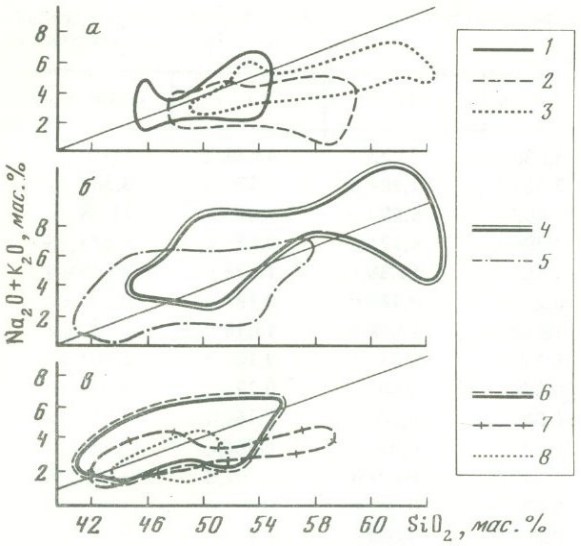


Рис. 7. Положение полей составов пород вулканических ассоциаций Карело-Кольской рифтовой области на диаграмме SiO_2 –($Na_2O + K_2O$)

а – нижние, *б* – средние, *в* – верхние части разрезов; *1–3* – андезито-базальтовая ассоциация: *1* – нижнего ятулия Карелии, *2* – сейдореченской свиты серии имандра-варзуга, *3* – ахмалахтинской свиты печенгской серии, *4–5* – субщелочная пикрит-базальтовая ассоциация: *4* – куэтсярвинской свиты, *5* – среднего ятулия Карелии; *6–8* – пикрит-базальтовая ассоциация: *6* – умбинской свиты серии имандра-варзуга, *7* – коласьокской свиты печенгской серии, *8* – пильгуярвинской свиты печенгской серии

туфосланцев. В отличие от нижележащих толщ здесь в основном развиты базальты, иногда пикробазальты нормальной щелочности. Пильгуярвинская свита ложится согласно на предыдущую свиту. Ее нижняя осадочная подсвита мощностью около 1 км ("продуктивная толща") образована терригенными породами – преимущественно песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, иногда обогащенными углеродистым веществом и содержащими сингенетические сульфиды. Для пород характерно тонкое флишоидное переслаивание с четко выраженной градационной слоистостью, выдержанность слоев по простиранию, восстановительные условия осадконакопления и т. д., что позволяет некоторым исследователям рассматривать их в качестве турбидитов (Дук, 1977).

Собственно вулканогенная верхняя подсвита (1900–2000 м) представлена потоками основных эффузивов мощностью до 25–40 м, переслаивающимися с туфосланцами и туфами. Эффузивы – альбитизированные авгитовые метабазальты, шаровые лавы, вариолиты с шарообразными выделениями и т. д. В подчиненном количестве наблюдаются цикриты, пикробазальты, метариолиты (кварцевые порфиры) и их туфы. По химизму породы пильгуярвинской свиты аналогичны таковым куэтсярвинской свиты, отвечая по составу толеитовым, реже субщелочным базальтам; в целом они могут быть охарактеризованы как базальты "переходного типа", аналогичные развитым в Эфиопском рифте (рис. 7).

Все породы Печенгской, как и Имандра-Варзугской структуры, подверглись деформации и метаморфизму. Последовательность этих процессов, связанных с инверсией тектонического режима, переходом от этапа растяжения литосферы, документируемого вулканическими явлениями, к этапу ее тангенциального сжатия, лучше всего изучена на примере Печенгской структуры (Дук, 1977; Земная кора..., 1978). Несмотря на то что супракрустальные толщи рассматриваемой зоны образуют в общем простую асимметричную синклинальную структуру, в ее пределах удается установить многократное проявление тектонических деформаций. Наиболее ранние из них (F_1 и F_2) происходили в условиях вертикального сжатия и растяжения по горизонтали. В это время возникла вертикальная метаморфическая зональность, в которой изотермические поверхности оказались параллельными стратиграфическими подразделениями. Метаморфизм отвечает условиям фациальной серии андалузит-силлиманитового типа (пониженные давления, повышенная плотность тепловых потоков). Сверху вниз по разрезу или от центра к периферии мульды ассоциации пренит-пумпеллиитовой фации сменяются ассоциациями зеленосланцевой фации вплоть до биотит-мусковитовой субфации ($P_{общ}$ = 2,5–3 кбар, T = 300°С). Наличие такой зональности свидетельствует о значительном гра-

диенте температур на этом этапе метаморфизма (порядка 40–45 град/км) и высокой плотности теплового потока из недр Земли (Земная кора..., 1978). Такое заключение вполне удовлетворительно согласуется с представлениями о формировании Печенгского прогиба в процессе растяжения литосферы и подъема мантийного вещества, что выразилось прежде всего в эволюции осадочных и вулканогенных серий.

Более поздний, разделенный с первым дислокациями F_3 второй этап метаморфизма связан с переходом к периоду сильного тангенциального сжатия всей структуры в целом. Он проявился одновременно с деформациями F_4–F_7, характеризуясь низкоградиентной зональностью, возникшей в условиях фациальной серии дистен-силлиманитового типа ($P_{общ}$ = 4–5 кбар, T = 250–300°С). Метаморфические зоны второго этапа накладываются на раннюю зональность, пересекая ее границы, и проявляются во всех толщах независимо от их структурного положения. Ограничивающий Печенгский синклинорий с юга Порьиташский разлом (Пороярвинская зона смятия) формировался в процессе субмеридионально ориентированного тангенциального сжатия. Аналогичные разрывные нарушения, переходящие в полого ориентированные надвиги, устанавливаются и на южной окраине Имандра-Варзугской структуры.

В отличие от метаэффузивов печенгской и имандра-варзугской серий вулканические серии Карелии метаморфизованы значительно слабее и практически не подверглись динамометаморфизму, приведшему к сильному преобразованию первичных структур и текстур в лавах Печенгско-Варзугской зоны.

Большим своеобразием отличается суйсарский пикробазальтовый комплекс Онежской мульды. Он характеризуется необычно большим количеством пирокластического материала, свидетельствующего о высокой концентрации летучих компонентов в магме. Пикриты и пикробазальты здесь наблюдаются в двух разновидностях – со стекловатой основной массой и с раскристаллизованной. Все пикриты содержат в большем или меньшем количестве вкрапленники оливина, нацело замещенного серпентином. Пироксен только моноклинный, ряда диопсид-авгита. Основная масса состоит из темно-бурого стекла, часто замещаемого хлоритом. Из рудных минералов присутствуют мелкие зернышки титаномагнетита и титанита. Полностью раскристаллизованная основная масса переполнена изометричными зернами авгита, содержит микролиты сильно измененного плагиоклаза, а также титаномагнетит, хлорит, сфен, тремолит, редко эпидот. Иногда встречаются разновидности пикритов, состоящие из клинопироксена и вулканического стекла, которые обеднены или нацело лишены оливина.

По мере увеличения количества плагиоклаза породы переходят в пикробазальты и базальты, которые характеризуются пилотакситовой и гиалопилитовой структурами, образованными сетью игольчатых микролитов полностью альбитизированного плагиоклаза в буром вулканическом стекле с мельчайшими выделениями клинопироксена. Темноцветные минералы полностью замещены агрегатом актинолита и хлорита. Породы интенсивно карбонатизированы. Характерно, что, несмотря на интенсивность вторичных изменений, последние имеют исключительно псевдоморфный характер и практически не нарушают первичные магматические структуры пород. В результате породы полностью отвечают понятию "спилит"; именно под этим названием они и были описаны М.А. Гиляровой (1941). Так же как и образования верхних покровов печенгской серии, они характеризуются чертами подводного излияния: шаровые подушечные текстуры лав, туфы, туфопесчаники и туфопелиты нередко образуют выдержанные прослои с градационной слоистостью, отмечаются яшмы и т. д. Однако в отличие от Печенгской структуры здесь отсутствуют следы наложенного метаморфизма позднесвекофенского времени и процессы спилитизации, как и во многих других случаях (Spilites..., 1974), имеют явно автометаморфический характер.

Другой особенностью суйсарских базальтоидов является наличие в них вариолитовых текстур, описанных Ф.Ю. Левинсоном-Лессингом (1949), которые обусловлены присутствием в породах вариолей более кислого состава, чем вмещающая стекловатая масса. Это обычно рассматривается в качестве классического примера ликвации в базальтовых расплавах. Вариолитовые базальты образуют самостоятельные лавовые

потоки массивного и шарово-подушечного строения, а сами вариоли обособливаются в слои, зоны, участки без строгой приуроченности к какой-либо определенной части потоков. Такие наблюдения представляют большой интерес для понимания природы бимодальных спилит-кератофировых серий, свидетельствуя о генетическом родстве кислых и основных их членов.

В заключение следует особо подчеркнуть, что спилиты здесь наблюдаются в типичной рифтовой ситуации, хотя их обычно принято считать характерными образованиями ранних этапов развития складчатых (геосинклинальных) областей (Кузнецов, 1964; Магматические формации СССР, 1979).

Интрузивные серии. Как уже отмечалось, интрузивные образования раннесвекофенского этапа отличаются значительным разнообразием. Часть интрузивов располагается непосредственно в пределах грабеновых структур, и их связь с рифтовым магматизмом не вызывает сомнений. Это субвулканические силлы и дайки, аналогичные по своему составу лавам (метадолериты, метагаббродолериты, метапикриты), а также небольшие, часто расслоенные тела основных и ультраосновных пород типа никеленосных интрузивов Печенги. Обычно они имеют чечевице- или линзообразную форму, нередко выполняют ядра открытых складок, что указывает на возможное их формирование одновременно с наиболее ранними деформациями еще на стадии растяжения.

Наиболее крупные тела достигают 2–3 км в длину при мощности 500–700 м; мелкие тела имеют длину 100–200 м и мощность 20–50 м (Горбунов, 1968). Нижние части крупных массивов сложены главным образом верлитами и клинопироксенитами, верхние – габброидами (троктолитами, габбро и субщелочными габбро, содержащими ортоклаз). Мелкие массивы обычно недифференцированы и представлены в основном габброидами, реже ультрамафитами. В результате наложенных деформаций, связанных с позднесвекофенским этапом, они подверглись рассланцеванию и метаморфизму преимущественно в условиях зеленосланцевой фации. Считается, что формирование богатых сульфидных медно-никелевых руд связано именно с этим этапом. Большинство исследователей полагают, что исходным расплавом рассмотренных интрузивов являлись пикриты пильгуярвинской свиты (Загородный и др., 1964; Магматические формации..., 1980).

Более разнообразны как по вещественному составу, так и по размерам и морфологии тел раннесвекофенские интрузивы, развитые в пределах выступов фундамента, непосредственно примыкающих к грабеновым структурам или расположенных между ними. Это в первую очередь крупные расслоенные интрузивы основных и ультраосновных пород типа Мончегорского плутона, Панских–Федоровых Тундр, горы Генеральской и др. на Кольском полуострове, а в Карелии – массивы Олангской группы и Бураковский. Все они имеют однотипное строение: линзо- или воронкообразную форму с автономной внутренней структурой, свидетельствующей о формировании интрузивов в условиях жесткой рамы. Они образованы серией пород от дунитов до норитов, габброноритов и анортозитов и возникли при кристаллизации расплавов, отвечающих по составу оливиновому базальту.

Другими представителями расслоенных интрузивов аналогичного строения, но несколько иного состава являются Цагинский интрузив, отличающийся преобладанием лейкократовых пород типа лейкогаббро и анортозитов и присутствием значительного количества титаномагнетита во всех разновидностях пород (Козлов, 1973), а также уникальные интрузивы ультраосновных, основных и щелочных пород – Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове и Елетьозерский в Карелии. Состав исходных расплавов здесь отвечал субщелочному базальту и субщелочному оливиновому базальту.

Геотектоническая позиция всех этих расслоенных интрузивов дискуссионна. Большинство исследователей связывают их появление с платформенным или субплатформенным режимом (Козлов, 1973; Магматические формации..., 1980 и др.), поэтому в настоящей книге они рассмотрены в главе 2, посвященной магматизму стабилизированных областей. Вместе с тем их несомненная связь с активизационными структурами, развивающимися в режиме растяжения, а также состав их исходных расплавов позво-

ляют предполагать, что рассмотренные интрузивы являются глубинными аналогами эффузивных серий, выполняющих грабеновые структуры, и выведены на поверхность вследствие эрозии "плеч рифтов".

Другие магматические образования этого периода развиты преимущественно в районе возвышенности Кейв на Кольском полуострове. Это, с одной стороны, пластинообразные тела габбро и анортозитов, испытавших мощное субсолидусное рассланцевание в условиях эпидот-зеленосланцевой фации (Ачинский интрузив), а с другой – щелочные граниты, также претерпевшие рассланцевание, но в меньшей мере. В отличие от рассмотренных выше образований эти интрузивы синкинематические. Исходные расплавы массивов метагаббро-анортозитов отвечали оливиновому базальту, а щелочных гранитов – комендитам и пантеллеритам. Вероятно, их также можно рассматривать в качестве магматических образований рифтовой области, но формировавшихся в локальных условиях сжатия, возможно, на стадии перестройки тектонического режима региона в связи с развитием Лапландского глубинного разлома.

Таким образом, раннесвекофенский этап развития Карельского и Кольского мегаблоков весьма близок по характеру тектоно-магматических процессов к фанерозойским континентальным рифтовым областям, от которых отличается пониженной ролью субщелочного и особенно щелочного магматизма. Особенно много общего у рассматриваемого региона с Эфиопским и Красноморским рифтами.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОВОГО МАГМАТИЗМА

В пределах зон континентального рифтового магматизма отмечается целый ряд важных рудных месторождений. Они преимущественно связаны с интрузивными образованиями, в которых процессы дифференциации магмы прошли наиболее полно, что и создавало благоприятные условия для концентрации рудного вещества. Наблюдается достаточно четкая зависимость между определенными типами полезных ископаемых и составом магматических расплавов. Так, с продуктами кристаллизации основных и ультраосновных расплавов нормальной щелочности связаны месторождения сульфидных медно-никелевых руд, хромитов и платиноидов, с субщелочными базальтами – ильменит- титаномагнетитовые руды, часто с повышенными содержаниями ванадия, а также месторождения медных руд; апатитовое и редкометальное оруденение ассоциирует со щелочными основными породами. При этом, конечно, надо иметь в виду, что в глубоко дифференцированных интрузивах с разными дифференциатами может быть связан разный тип оруденения, что позволяет непосредственно изучать характер и основные закономерности связи оруденения с процессами эволюции расплава в магматических камерах. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен в главе 2.

Интересную разновидность сульфидных медно-никелевых месторождений представляет оруденение рассмотренных выше мелких габбро-верлитовых интрузивов Печенги. Здесь с ультрамафитовыми кумулатами связана первичная убогая вкрапленность сульфидов, а большинство месторождений богатых руд обязано своим происхождением процессам наложенного метаморфизма (Горбунов, 1968). По данным этого исследования, формирование таких руд происходило за счет как первично-магматической сульфидной вкрапленности, так и никеля, входившего в состав оливина и высвобожденного в процессе его серпентинизации.

Примерами месторождений, связанных с субщелочным магматизмом, служат проявления ильменит-титаномагнетитовых руд, наблюдаемые в форме как кумулатов, так и титаномагнетитовых жил, локализованных в породах Цагинского, Гремяха-Вырмесского и Елетьозерского массивов. В них титаномагнетит обычно ассоциирует с фторапатитом, количество которого в оруденелых габброидах и перидотитах может достигать 5–10%. В щелочных породах этих массивов устанавливается редкометальное оруденение.

Крупные месторождения апатит-ильменитовых руд наблюдаются в районе г. Ларвика (рифт Осло), где они связаны с дайкообразными телами и сегрегациями якупиранги-

тов. Руды имеют следующий состав (в %): апатит – 17–18; ильменомагнетит – 40; ильменит – 9; клинопироксен – 30; амфибол и биотит – 5 (The Oslo..., 1978). Значительные содержания ильменита и магнетита отмечаются также в пироксенитах существенно габброидных некков грабена Осло.

С субщелочными базальтами ассоциирует и медная минерализация. Вкрапленность сульфидов меди довольно широко распространена в кровле базальтовых потоков и силлов. Наиболее высокие концентрации меди отмечены в разрабатывавшихся в XVIII в. спилитах Онежской мульды. Разрабатывались также кварцевые, кварц-кальцитовые, кальцитовые и альбититовые жилы, содержащие пирит, халькопирит, гематит, аксинит (Гилярова, 1941). Привлекает внимание наличие сульфидов меди в рифтогенных осадочных комплексах, особенно в красноцветных песчаниках, как это, например, устанавливается в куэтсярвинской свите печенгской серии и ятулийских образованиях Карело-Кольского региона. По мнению А.В. Сочавы, это может свидетельствовать о наличии прямых генетических связей между формированием стратиформных колчеданных месторождений и развитием субщелочного магматизма. Медная минерализация широко проявлена в пределах континентальных рифтовых областей, в частности в грабене Осло и др. (Континентальные рифты, 1981), что подтверждает высказанную точку зрения.

С рифтовым магматизмом часто связывают месторождения свинцовых, цинковых, флюоритовых и серебряных руд, некоторые из них имеют промышленное значение (The Oslo ..., 1978; Континентальные рифты, 1981).

В зонах современного рифтогенеза, например в осевой части Красного моря, наблюдаются скопления горячих рудоносных рассолов и рудоносных осадков, богатых Fe, Mn, Cu, Zn, Pb и другими металлами. Их происхождение, очевидно, связано с фумарольной деятельностью на дне моря.

ВЫВОДЫ

1. Собственно континентальные рифтовые области закладываются на различном основании – от глубоко метаморфизованных докембрийских комплексов до складчатых поясов фанерозоя. В пределах этих областей развиты три серии базальтов: нормальной щелочности, или толеитовые (главным образом "промежуточного типа"), субщелочные и щелочные, которые могут встречаться как отдельно, так и совместно в пределах единых геологических структур и даже единых вулканических центров. Обычно в процессе эволюции магматизма конкретных структур происходит закономерная смена толеитовых серий субщелочными и даже щелочными, хотя в некоторых случаях устанавливается и обратная последовательность. Важнейшая особенность магматизма рифтовых зон – отсутствие известково-щелочных серий, характерных для островных дуг, активных окраин континентов и складчатых (геосинклинальных) областей.

2. Как правило, все три серии дифференцированы от пород пикритового и пикробазальтового состава до разновидностей среднего и кислого состава. Так, толеитовая серия эволюционирует до дацитов и риолитов, субщелочная – до трахитов, комендитов и пантеллеритов, щелочная – до фонолитов и карбонатитов.

Важной особенностью строения этих серий, особенно толеитовых и субщелочных, является бимодальное распределение составов: промежуточные породы типа андезитов обычно присутствуют в подчиненном количестве по сравнению с собственно базальтами, риодацитами, трахитами, комендитами и т.д. Однако в некоторых случаях породы среднего состава могут играть существенную роль, как это было показано на примере грабена Осло.

3. В своем развитии рифтовые области проходят две стадии: а) огромное пологое сводообразное поднятие с ареальным типом магматизма, представленным субщелочными и толеитовыми платобазальтами (Байкало-Монгольская, Карело-Кольская области, Эфиопская часть Восточно-Африканского рифта, грабен Осло), субщелочными

и щелочными базальтоидами (Кенийская часть Восточно-Африканского рифта, южная часть грабена Осло) и интрузивными образованиями – силлами долеритов, а на значительных глубинах расслоенными массивами основных и ультраосновных пород (Карело-Кольская область); б) возникновение осевых грабенов, горного рельефа и проявление магматизма центрального типа с сопутствующим ему развитием дифференцированных серий с преобладанием субщелочных базальтов и трахитов; среди осадочных комплексов в это время часто образуются красноцветные формации; на замыкании рифтовых зон могут возникать гиперщелочные комплексы натриевой, калиевой и калиево-натриевой серий с карбонатитами (Восточно-Африканская рифтовая область); среди интрузивных образований этого этапа преобладают расслоенные щелочно-габбровые интрузивы (Карело-Кольский регион), монцонит-мариуполитовые батолиты кольцевого строения (грабен Осло), щелочно-ультраосновные массивы с карбонатитами (Восточно-Африканская, Карело-Кольская области).

4. В Эфиопской части Восточно-Африканской рифтовой системы и в Карело-Кольской области отмечается следующий этап субаквального развития. Здесь преобладают пикрит-базальтовые серии преимущественно нормальной щелочности ("переходного типа") с подчиненным количеством субщелочных разновидностей. В южной части Карело-Кольской области (Онежская мульда) формируются пикрит-спилитовые лавы, а в группе интрузивных образований – силлообразные тела габбро-долеритов, пикритов–верлитов, габбро-троктолит-верлитов.

5. В металлогеническом плане зоны континентального рифтового магматизма характеризуются наличием месторождений сульфидных медно-никелевых руд в связи с пикрит-базальтовыми сериями нормальной и умеренной щелочности, ильменит-титаномагнетитового оруденения, часто с апатитом, а также медных, свинцово-цинковых и серебряных проявлений (субщелочные серии), редкометального оруднения, связанного с основными щелочными породами, и металлоносных осадков.

Глава 2

БАЗИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ СТАБИЛИЗИРОВАННЫХ ОБЛАСТЕЙ

В настоящей главе будут рассмотрены эффузивные и интрузивные базитовые ассоциации стабилизированных областей континентов. Вначале будут охарактеризованы серии излившихся и малоглубинных пород, объединенные в базальт-долеритовую (трапповую) ассоциацию (формационный тип), а затем расслоенные интрузивы основных и ультраосновных пород, развитые в пределах выступов фундамента платформенных и складчатых областей.

БАЗАЛЬТ-ДОЛЕРИТОВЫЕ (ТРАППОВЫЕ) АССОЦИАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЛАТФОРМ

Траппами, от латинского "trabs", "trabis" – столб, брус (типичная форма отдельности этих пород), начиная с XVIII в., принято называть широко развитые на континентальных платформах ассоциации интрузивных, эффузивных и вулканогенно-обломочных пород (туфов), которые являются производными базальтовой магмы нормальной щелочности (толеитовой) и сформировались после консолидации фундамента платформ и образования их чехла. В отличие от базальтов континентальных рифтовых зон траппы слагают поля площадью в сотни тысяч и миллионы квадратных километров, в пределах которых щелочные базальтоиды и щелочные плутонические породы или отсутствуют, или имеют

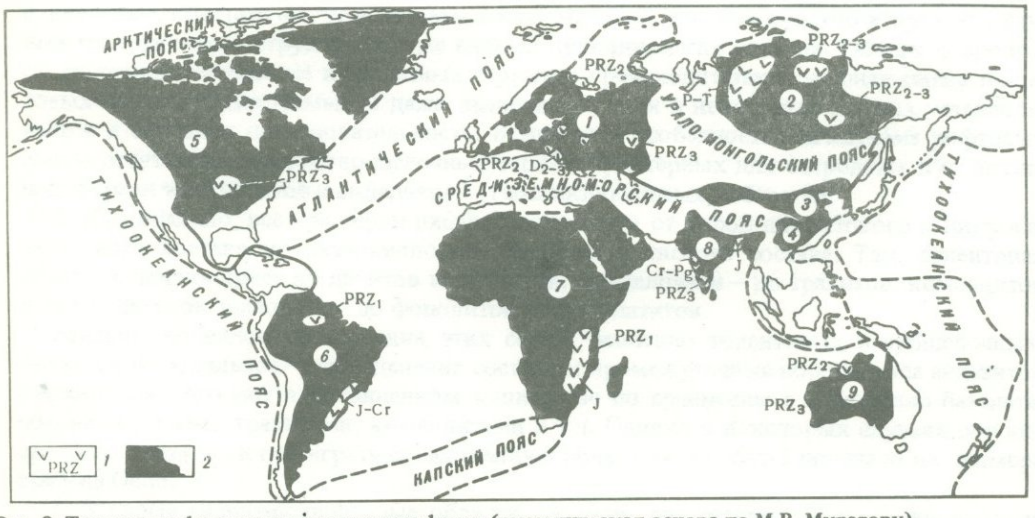


Рис. 8. Трапповые формации древних платформ (тектоническая основа по М.В. Муратову)

1 – области развития траппов и их возраст; *2* – древние платформы (цифры в кружках): *1* – Восточно-Европейская, *2* – Сибирская, *3* – Китайско-Корейская, *4* – Южно-Китайская, *5* – Северо-Американская, *6* – Южно-Американская (Бразильская), *7* – Африканская, *8* – Индийская, *9* – Австралийская

подчиненное значение. Трапповые формации от раннепротерозойского до кайнозойского возраста известны на всех древних платформах Земли: Восточно-Европейской, Северо-Американской, Сибирской, Австралийской, Антарктической, Африканской, Индийской, Южно-Американской (рис. 8). Это позволяет рассматривать трапповый магматизм как "естественный и непременный эпизод их геологической истории" (Масайтис, 1973, с. 169).

Условия и процессы становления траповых формаций, их геология, петрография, петрохимия, геохимия и металлогения, несмотря на региональные и возрастные отличия, обладают базовыми чертами сходства, что позволяет выделять и рассматривать не только конкретные трапповые формации, но и траппы как формационный тип.

Фациально наиболее полно представлена и достаточно хорошо изучена позднепалеозойская–раннемезозойская трапповая формация Сибирской древней платформы, на примере которой можно продемонстрировать все характерные черты траппов как формационного типа.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ–РАННЕМЕЗОЗОЙСКАЯ ТРАППОВАЯ ФОРМАЦИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Траппам позднепалеозойской–раннемезозойской формации, развитой преимущественно в пределах крупного платформенного прогиба – Тунгусской синеклизы, посвящены работы В.А. Вакара, А.М. Виленского, М.Н. Годлевского, В.И. Гоньшаковой, А.М. Даминовой, Ю.И. Дмитриева, В.В. Золотухина, В.А. Кутолина, А.П. Лебедева, Ф.Ю. Левинсона-Лессинга, В.Л. Масайтиса, С.В. Обручева, Б.В. Олейникова, М.Г. Равича, В.В. Ревердатто, В.С. Соболева, Н.Н. Урванцева, Г.Д. Феоктистова, Ю.М. Шейнманна и многих других исследователей.

Позднепалеозойские–раннемезозойские траппы Сибирской платформы развиты на площади 1,5 млн. км^2; общий объем пород формации оценивается в 910 тыс. км^3, из которых 337 тыс. км^3 приходится на долериты трапповых интрузий, столько же на базальтовые лавы и 236 тыс. км^3 на базальтовые туфы и вулканогенно-осадочные породы (Геология Сибирской платформы, 1966).

Таблица 10. Средний химический состав позднепалеозойских–раннемезозойских траппов Сибирской платформы

Компоненты	1		2		3		4
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$
SiO_2	48,25	1,18	48,25	0,91	49,15	1,58	44,65
TiO_2	1,18	0,60	1,36	0,32	1,21	0,43	0,88
Al_2O_3	15,47	1,21	15,62	0,95	14,63	1,59	13,99
Fe_2O_3	4,84	2,77	3,04	1,22	4,34	1,73	
FeO	7,64	3,13	10,09	1,49	6,73	1,64	12,11
MnO	0,18	—	0,19	0,04	0,18	0,04	Не опр.
MgO	6,90	0,60	6,80	0,94	7,34	1,74	11,87
CaO	10,78	1,07	10,45	0,92	10,91	1,76	9,56
Na_2O	2,20	0,21	2,19	0,36	2,00	0,51	1,68
K_2O	0,42	0,08	0,50	0,22	0,70	0,30	0,74
P_2O_5	0,15	0,01	0,18	0,07	0,20	0,16	Не опр.
Число анализов	845		114		107		600

1,2 – базальт-долеритовая субформация, Тунгусская синеклиза: 1 – базальт (Леднева, Порошин, 1981), 2 – долерит недифференцированных интрузий (Полунина, 1979); 3,4 – пикробазальтовая (пикродолеритовая) субформация, Норильско-Хараелахская мульда: 3 – базальт (Полунина, 1979), 4 – долерит рудоносных интрузий (Феоктистов, Баженова, 1980).

Примечание. $\bar{x}$ **– среднеарифметическое;** s **– среднее квадратичное отклонение.**

В настоящее время в рамках позднепалеозойской–раннемезозойской трапповой формации Сибирской платформы выделяются следующие субформации: 1) собственно трапповая базальт-долеритовая; 2) пикробазальтовая–пикродолеритовая; 3) долерит-граносиенитовая (Михайлов и др., 1981), хотя некоторые авторы (Н.С. Малич, Е.В. Туганова) считают, что пикробазальтовая (пикродолеритовая) субформация траппов, к которой принадлежат дифференцированные сульфидоносные интрузии северо-запада Сибирской платформы, должна быть выделена в самостоятельную оливинит-габбровую формацию. Из табл. 10, где приведены средние химические составы интрузивных и эффузивных траппов базальт-долеритовой и пикробазальтовой (пикродолеритовой) субформаций, видно, что главные отличия между средними составами пород этих субформаций заключаются в относительной обогащенности базальтов и долеритов пикробазальтовой (пикродолеритовой) субформации магнием и калием. В составе позднепалеозойской–раннемезозойской трапповой формации Сибирской платформы отчетливо доминируют породы долерит-базальтовой субформации.

Интрузивные траппы

Интрузивные траппы – долериты – слагают гомогенные и дифференцированные дайки, силлы и интрузивные тела неправильной формы в отложениях осадочного чехла Сибирской платформы. Форма интрузивных тел, их размеры и пространственное размещение контролируются структурами и литологией платформенного чехла: силлы мощностью до 300–500 м приурочены к слоистым отложениям палеозоя и зонам стратиграфических контактов; дайки мощностью от нескольких до сотен метров и протяженностью иногда в десятки километров связаны с тектоническими разрывами и особенно многочисленны в областях развития вулканогенно-обломочных пород трапповой формации, среди которых расположены и интрузивные тела неправильной формы.

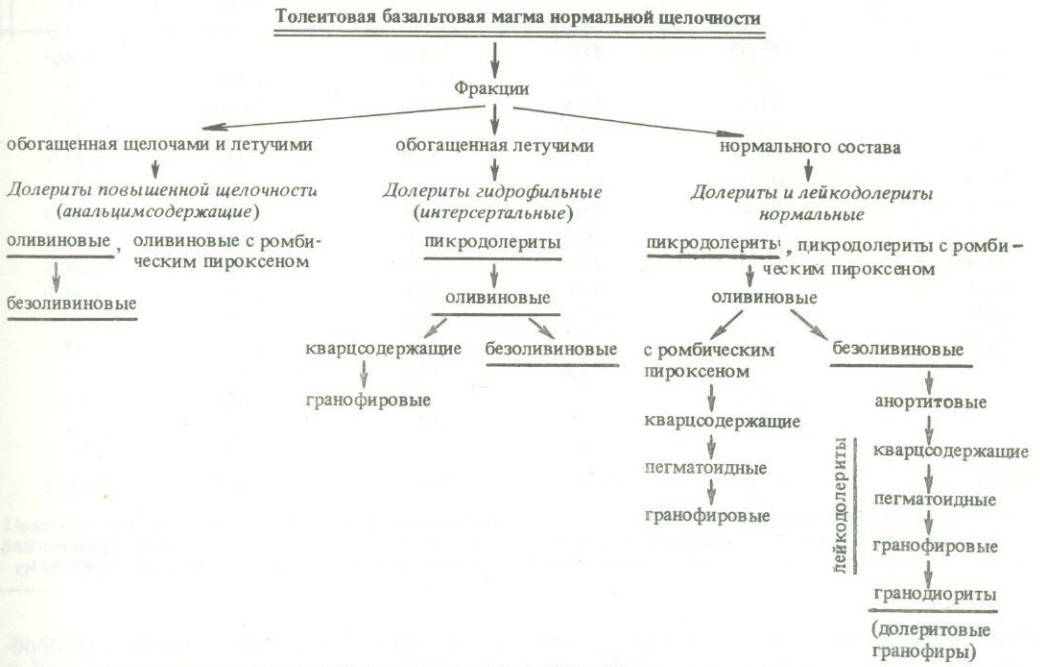
Вещественное многообразие интрузивных траппов обусловлено процессами дифференциации родоначальных базальтовых расплавов в магматических очагах, камерах интрузий на месте их консолидации, а также контаминацией магм веществом вмещающих пород на разных уровнях глубинности.

Докамерная внутриочаговая дифференциация толеитовой базальтовой магмы нормальной щелочности проявлялась главным образом в относительном обогащении отдельных ее фракций легкоподвижными компонентами, прежде всего водой и щелочами. При внедрении и внутрикамерной дифференциации обычных толеитовых базальтовых расплавов возникали нормальные долериты и лейкодолериты. Дифференциация расплавов, несколько обогащенных летучими компонентами, обусловливала возникновение гидрофильных (интерсертальных) долеритов, а с повышенными содержаниями щелочей – приводила, как предполагается, к образованию анальцимсодержащих долеритов повышенной щелочности ($Na_2O + K_2O = 3{,}5\%$). Генетические соотношения интрузивных траппов показаны в табл. 11.

Нормальные долериты и лейкодолериты. Дифференциация нормальной толеитовой базальтовой магмы в камерах согласных и секущих интрузивных тел при участии процесса контаминации расплавов веществом вмещающих пород обусловила возникновение всей ассоциации пород от меланократовых и высокомагнезиальных пикродолеритов до весьма лейкократовых и низкомагнезиальных пироксеновых гранодиоритов (долеритовых гранофиров). Вся серия дифференциатов нормальной толеитовой базальтовой магмы может наблюдаться в разрезах крупных расслоенных силлов. Относительно поздние железистые и кислые дифференциаты иногда образуют самостоятельные внедрения в ранее застывшие зоны дифференцированных интрузивных тел и вмещающие их отложения.

В соответствии с классификацией и номенклатурой магматических горных пород (Классификация и номенклатура..., 1981) интрузивные траппы представлены семействами пикродолеритов и долеритов ряда нормальной щелочности (табл. 12, 13), которые насыщены SiO_2 и содержат нормативные гиперстен и кварц (рис.9). В приведенном ниже

Таблица 11. Схема генетических соотношений интрузивных траппов позднепалеозойской–раннемезозойской формации Сибирской платформы



Примечание. Стрелками показана последовательность образования пород при дифференциации соответствующих родоначальных расплавов, подчеркнуты виды горных пород.

описании этих пород для породообразующих минералов (табл. 14, 15) сначала указаны их содержания в породе (пределы колебаний и среднее арифметическое), а затем их состав (границы вариаций и статистически наиболее распространенный состав).

Семейство пикродолеритов представлено пикродолеритами и их разновидностью – пикродолеритами с ромбическим пироксеном, отличительными признаками количественно-минерального состава которых является самое высокое среди нормальных траппов содержание оливина и пониженное – моноклинного пироксена.

В пикродолеритах плагиоклаз (50–58, средн. 54%) представлен битовнитом (An_{70-80}, средн. An_{77}). Моноклинный пироксен (14–28, средн. 23%) имеет состав авгита ($Wo_{35-39}En_{38-44}Fs_{11-48}$), титанавгита, пижонит-авгита. Оливин (15–28, средн. 18%) – гиалосидерит (Fa_{30-37}, средн. Fa_{30}). Ромбический пироксен (до 5%) содержит около 55% ферросилитового компонента. Акцессорные минералы – апатит, титаномагнетит. Вторичные минералы – иддингсит и хлорофеит по оливину, хлорит. Структура пикродолеритов обычно пойкилоофитовая. Химизм пикродолеритов характеризуется высокой магнезиальностью при пониженных содержаниях SiO_2, CaO, Na_2O, P_2O_5. Пикродолериты встречаются в приподошвенных зонах дифференцированных согласных интрузий.

Семейство долеритов объединяет следующие виды: оливиновые долериты, долериты (безоливиновые) и лейкодолериты, которые в разрезах дифференцированных интрузивов связаны между собой постепенными переходами. Оливиновые долериты и долериты отличаются друг от друга в основном содержанием оливина. К числу разновидностей оливиновых долеритов и долеритов относятся породы с ромбическим пироксеном, кварцсодержащие, пегматоидные, гранофировые и анортитовые.

Оливиновые долериты и долериты – наиболее широко распространенные породы

Таблица 12. Химический состав нормальных долеритов

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO_2	45,07	47,72	48,22	47,52	49,48
TiO_2	1,50	1,64	1,64	1,63	1,87
Al_2O_3	12,79	14,51	14,60	14,82	13,59
Fe_2O_3	4,60	1,83	4,73	6,03	4,42
FeO	10,25	11,17	8,68	7,13	9,20
MnO	0,20	0,19	0,17	0,16	0,21
MgO	13,49	7,91	6,71	5,24	5,48
CaO	8,74	11,86	10,65	9,96	10,78
Na_2O	1,70	2,26	2,58	2,89	2,64
K_2O	0,43	0,56	0,68	0,53	0,84
H_2O^-	0,46	0,21	0,30	1,27	0,60
H_2O^+	1,10	0,41	1,05	2,16	0,93
P_2O_5	0,10	0,12	0,16	0,41	0,12
S	0,05	–	0,02	0,05	0,13
Cl	–	0,10	0,04	0,05	0,04
CO_2	–	0,12	–	0,22	–
Сумма	100,48	100,61	100,23	100,07	100,33

1 – пикродолерит (среднее из 2 ан.); 2–5 – оливиновые долериты: 2 – с ромбическим пироксеном (среднее из 3 ан.), 3 – кварцсодержащий (среднее из 4 ан.), 4 – пегматоидный (среднее из 2 ан.), 5 – гранофировый (среднее из 5 ан.); 6–9 – лейкодолериты: 6 – анортозитовый (среднее из

среди интрузивных траппов нормальной серии. Содержание и состав главных породообразующих минералов в них варьируют в широких пределах, но средние составы этих пород для различных регионов довольно близки.

Содержание анортитового компонента в плагиоклазе (45–62, средн. 54%) оливиновых долеритов и долеритов колеблется в пределах 84–49%, составляя обычно око-

Таблица 13. Химический состав гидрофильных долеритов и долеритов повышенной щелочности (Дмитриев, 1963)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO_2	49,23	49,66	50,82	44,91	48,77
TiO_2	1,44	1,78	3,14	1,66	1,40
Al_2O_3	15,03	13,62	12,07	14,50	15,44
Fe_2O_3	5,63	5,86	6,61	5,83	2,36
FeO	7,34	8,32	9,11	7,77	7,59
MnO	0,21	0,25	0,33	0,18	0,11
MgO	5,62	4,57	3,14	7,31	5,67
CaO	10,95	11,01	7,64	10,28	13,19
Na_2O	2,44	2,89	3,03	3,27	3,33
K_2O	0,42	0,74	1,30	0,18	0,41
H_2O^-	0,85	0,95	1,83	1,21	0,34
H_2O^+	0,93	0,52	0,99	2,50	1,27
P_2O_5	0,15	0,21	–	0,13	0,16
S	0,03	–	0,05	0,13	0,05
Cl	0,01	–	0,04	–	0,05 (F)
CO_2	0,01	0,15	–	0,66	0,56
Сумма	100,29	100,53	100,06	100,52	100,70
Число анализов	10	2	1	1	2

1–3 – гидрофильные интерсертальные долериты: 1 – оливиновый, 2 – безоливиновый, 3 – гранофировый; 4, 5 – долериты повышенной щелочности: 4 – анальцимсодержащий оливиновый, 5 – анальцимсодержащий.

6	7	8	9	10	11
48,58	48,52	49,93	50,63	63,87	48,25
1,21	1,47	1,80	2,77	0,96	1,36
18,77	16,58	14,10	11,96	12,37	15,62
3,21	4,48	4,07	4,94	3,78	3,04
7,12	7,07	9,21	12,13	5,89	10,09
0,16	0,13	0,19	0,25	0,11	0,19
4,79	5,12	4,77	3,88	0,23	6,80
11,36	10,96	11,30	7,96	4,74	10,45
2,60	2,86	3,15	3,09	4,06	2,19
0,61	0,60	0,57	1,28	3,35	0,50
–	0,44	0,20	0,27	0,23	–
1,41	1,71	0,65	1,00	0,58	–
0,17	0,17	0,77	0,43	–	0,18
0,02	0,10	0,03	0,02	0,01	–
–	–	0,05	0,25	0,01	–
0,05	0,23	0,50	–	–	–
100,06	100,44	100,69	100,36	100,19	98,67

11 ан.; Олейников, 1979), 7 – кварцсодержащий, 8 – пегматоидный, 9 – гранофировый; 10 – пироксеновый гранодиорит; 11 – долерит недифференцированных интрузий (Полунина, 1979).
Примечание. Ан. 1–5, 7–10 – по Ю.И. Дмитриеву (1963, 1967).

ло 66%. Моноклинный пироксен (24–50, средн. 32%) чаще всего представлен авгитом и Fe-авгитом ($Wo_{40-32}En_{45-35}Fs_{15-33}$), встречаются также титанавгит и пижонитавгит. Оливин (2–14, средн. 7 %) содержит от 13 до 50% фаялитовой составляющей, в среднем это Fa_{39}. Титаномагнетит (TiO_2–9%) содержится в количестве 4%. Акцессорные минералы оливиновых долеритов и долеритов – апатит, циркон, гранат, рутил, пирит, пирротин, магнетит, гематит, ильменит. Вторичные минералы – хлорофеит, иддингсит, тальк, серпентин, хлорит, амфибол, кальцит. Структура пород пойкилоофитовая, офитовая, долеритовая. Эти породы слагают недифференцированные и минимально дифференцированные интрузивные тела траппов.

Оливиновые долериты с ромбическим пироксеном (Fe_{49-52}) содержат этот минерал в виде самостоятельных выделений и в форме реакционных образований по оливину. Содержания оливина (4–12, средн. 4%) и ромбического пироксена (до 4%) связаны прямой корреляцией; в целом оливиновый долерит с ромбическим пироксеном содержит меньше оливина по сравнению с породами, где ромбический пироксен отсутствует. Плагиоклаз (46–64, средн. 52%) оливиновых долеритов с ромбическим пироксеном представлен An_{84-49} (средн. An_{68}). Моноклинный пироксен (24–36, средн. 30%) – авгит и ферроавгит ($Wo_{40-33}En_{42-12}Fs_{21-58}$), оливин – Fa_{30-46} (средн. Fa_{40}). Акцессорные минералы оливиновых долеритов с ромбическим пироксеном – апатит, циркон, рутил, титанит, пирит. Вторичные минералы – хлорофеит, биотит, тальк, серпентин, хлорит. Структура долерита пойкилоофитовая и офитовая. Химические составы оливинового долерита с ромбическим пироксеном и без него близки.

Кварцсодержащие оливиновые долериты выделяются на основании присутствия небольшого количества кварца (до 3%) и меньшего содержания оливина (5–14, средн. 6%) состава Fa_{12-50} (средн. Fa_{28}). В виде единичных зерен в них встречаются ромбический пироксен и калиевый полевой шпат. Плагиоклаз (51–62, средн. 55%) имеет состав An_{80-45} (средн. An_{64}). Моноклинный пироксен (19–34, средн. 27%) представлен авгитом ($Wo_{39-32}En_{51-25}Fs_{17-31}$). Титаномагнетит содержит 13–18% TiO_2. Акцессорные минералы – апатит, циркон, рутил, сфен, вторичные – хлорофеит, боулингит, хлорит. Структура пойкилоофитовая. При сравнении химических составов оливиновых долеритов и оливиновых долеритов с кварцем выявляется более

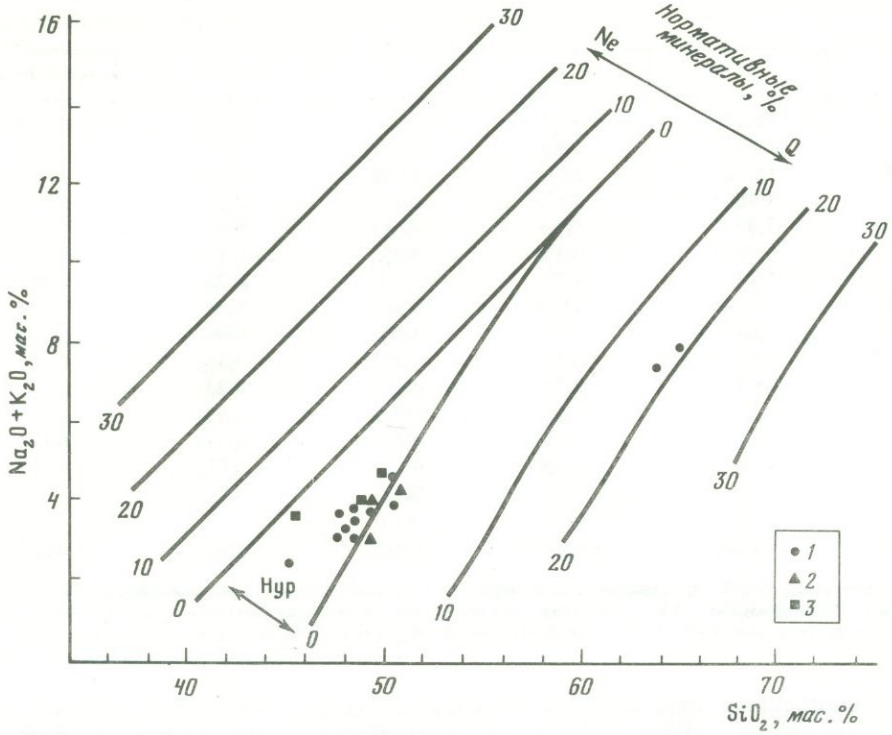


Рис. 9. Положение интрузивных траппов на диаграмме кремнезем–щелочи (Кокс и др., 1982)
1–3 долериты: *1* – нормальные, *2* – гидрофильные, *3* – повышенной щелочности

дифференцированный характер кварцсодержащих пород, признаками чего являются более высокое значение отношения $FeO'/(FeO' + MgO)$ и относительная обогащенность щелочами.

Пегматоидные оливиновые долериты состоят из плагиоклаза (51–66, средн. 56%) и моноклинного пироксена (25–33, средн. 29%), оливина (3–10, средн. 8%) и выделяются из числа других интрузивных траппов наибольшими содержаниями рудного минерала (1–9, средн. 5%), наличием графических срастаний плагиоклаза с моноклинным пироксеном и характерной призматически-офитовой структурой. По составу плагиоклаза (An_{56-32}, средн. An_{56}), пироксена ($Wo_{36}En_{43-38}Fs_{22-50}$) и оливина ($Fe_{37-50}$) пегматоидные долериты относятся к наиболее дифференцированным разностям оливиновых долеритов и имеют тот же коэффициент $FeO'/(FeO' + MgO)$, что и гранофировые оливиновые долериты. Для пегматоидных оливиновых долеритов характерно разнообразие акцессорных (апатит, гранат, циркон, рутил, титанит) и особенно вторичных (тальк, иддингсит, хлорофеит, серпентин, биотит, хлорит, кальцит, амфибол) минералов.

Гранофировые оливиновые долериты содержат столько же плагиоклаза (50–62, средн. 56%) и моноклинного пироксена (22–34, средн. 29%), что и оливиновые долериты и их разновидности с ромбическим пироксеном и кварцем, но отличаются от этих пород заметно меньшим содержанием оливина (2–7, средн. 5%), большим содержанием рудного минерала (2–11, средн. 4%) и присутствием агрегата кварца и щелочного полевого шпата (1–11, средн. 6%).

Отличаются гранофировые оливиновые долериты от обычных оливиновых долеритов и составом главных породообразующих минералов. Плагиоклаз гранофировых оливиновых долеритов отвечает An_{80-45} при наиболее обычных значениях An_{61-58}. Моноклинный пироксен имеет состав, варьирущий в пределах

Таблица 14. Химический состав моноклинных пироксенов долеритов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	53,1	51,15	50,85	50,10	48,95	51,1	50,12	50,2	49,80	49,64	51,05
TiO_2	0,79	0,98	0,49	0,75	0,92	0,77	0,95	0,66	0,79	0,67	0,9
Al_2O_3	2,0	1,1	7,20	4,20	3,96	2,9	3,71	0,72	3,92	4,59	4,26
Fe_2O_3	–	–	1,96	2,22	2,87	–	2,28	–	3,11	4,89	3,07
FeO	9,1	18,7	6,25	10,06	10,42	8,7	12,53	20,0	10,33	14,99	5,40
MnO	0,26	0,55	0,17	0,22	0,43	0,22	0,30	0,53	0,24	0,25	0,13
MgO	15,9	12,4	13,59	14,80	13,55	15,6	12,75	10,0	13,30	9,77	14,13
CaO	19,6	15,7	17,97	16,70	17,99	19,6	17,02	15,9	17,55	13,77	20,10
Na_2O	–	–	0,73	0,50	0,38	–	0,37	–	0,44	0,70	0,58
K_2O	–	–	0,05	0,03	0,02	–	0,11	–	0,07	0,24	0,04
H_2O^+	–	–	0,35	0,33	0,31	–	0,22	–	0,27	0,28	0,35
NiO	–	–	–	0,05	–	0,55	0,037	–	–	–	0,056
Cr_2O_3	0,12	–	0,08	0,10	–	–	–	–	–	–	0,12
Сумма	100,87	100,93	99,69	100,06	99,80	99,54	100,40	98,01	99,82	99,79	100,18

1–8 – нормальные долериты: 1 – пикродолерит, 2 – оливиновый, 3 – оливиновый с Орх, 4 – кварцсодержащий оливиновый, 5 – долерит, 6 – кварцсодержащий, 7 – гранофировый оливиновый, 8 – гранофировый; 9–10 – гидрофильные долериты: 9 – оливиновый, 10 – долерит; 11 – долерит повышенной щелочности.

Примечание. Анализы выполнены по материалам Ю.И. Дмитриева в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, аналитик Г.Н. Муравицкая.

$Wo_{36-32}En_{62-32}Fs_{3-29}$, оливин в среднем Fa_{40}. Титаномагнетит содержит 21–22% TiO_2.

Химизм гранофировых оливиновых долеритов находится в полном соответствии с минеральным составом и свидетельствует об относительно высокой степени их дифференцированности. От всех других оливиновых разностей интрузивных траппов гранофировые оливиновые долериты отличаются более высоким значением коэффициента $FeO'/(FeO' + MgO)$ и содержаниями TiO_2, SiO_2 и щелочей.

Лейкодолериты. Анортитовые (анортозитовые) лейкодолериты состоят из плагиоклаза (An_{100-88}, An_{90-75}, An_{78-37}), пироксена ($Wo_{30}En_{57}Fs_{13}$), оливина Fa_{30-67} (1–2%) и позднего микропегматита.

Кварцсодержащие лейкодолериты отличаются от кварцсодержащих оливиновых долеритов не только практическим отсутствием оливина (< 1%), но и заметно меньшим (~33%) содержанием моноклинного пироксена ($Wo_{38-39}En_{44-39}Fs_{17-23}$), бо́льшим содержанием плагиоклаза (~57%) с существенно меньшей концентрацией анортитового компонента (An_{58}) и обогащенностью высокотитанистым (11–24% TiO_2) рудным минералом (~ 4%). Относительно дифференцированный характер кварцсодержащих долеритов устанавливается и по более высокой величине отношения $FeO'/(FeO' + MgO)$. Специфической чертой кварцсодержащих долеритов является их высокая глиноземистость – $Al_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO + MgO) = 1,3$. Важно отметить, что, несмотря на более дифференцированный характер безоливиновых кварцсодержащих долеритов по сравнению с оливиновыми разностями, содержание кварца в обоих типах пород одинаковое (~1%).

Пегматоидные лейкодолериты отличаются от пегматоидных оливиновых долеритов отсутствием оливина, а также бо́льшими содержаниями моноклинного пироксена ($Wo_{37}En_{41}Fs_{22}$) и рудного минерала. Плагиоклаз пегматоидных лейкодолеритов содержит меньше анортитовой составляющей (An_{55-52}). По своему химизму они являются более дифференцированными породами по сравнению с пегматоидными оливиновыми долеритами, характеризуются более высокими величинами отношения $FeO'/(FeO' + MgO)$, а также содержаниями SiO_2 и щелочей. Для пегматоидных лей-

Таблица 15. Химический состав Fe-Ti окисных минералов долеритов

Компоненты	Титаномагнетиты				Ильменит	Титаномагнетиты	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	0,96	1,86	1,72	3,30	7,60	1,64	1,17
TiO_2	9,09	13,47	20,63	21,59	40,47	25,30	13,03
Al_2O_3	2,16	1,94	1,62	1,83	3,20	1,10	1,39
Fe_2O_3	54,55	36,04	29,88	40,89	10,96	25,07	49,91
FeO	29,41	46,00	43,88	28,13	32,24	44,02	31,43
MnO	1,32	0,47	0,63	0,90	0,91	0,18	0,84
MgO	0,99	0,19	0,03	0,50	1,60	0,88	0,78
CaO	0,50	0,32	0,20	0,61	0,50	0,76	0,50
Na_2O	0,20	0,17	0,41	0,22	0,20	0,36	0,21
K_2O	0,09	0,12	0,15	0,24	0,22	0,15	0,12
H_2O^-	0,05	–	0,06	0,35	–	0,16	0,06
H_2O^+	0,37	–	0,43	0,76	0,10	0,33	0,20
V_2O_5	0,51	Не опр.	0,79	1,22	0,11	0,60	0,59
ZnO	0,02	"	Не опр.	0,06	Не опр.	Не опр.	0,02
Сумма	100,22	100,58	100,38	100,59	100,11	100,61	100,27

1–5 – нормальные долериты: 1 – оливиновый, 2 – кварцсодержащий оливиновый, 3 – гранофировый оливиновый, 4 – гранофировый, 5 – пироксеновый; 6 – гидрофильный интерсертальный оливиновый долерит; 7 – анальцимсодержащий долерит повышенной щелочности.

Примечание. Анализы выполнены по материалам Ю.И. Дмитриева в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, аналитики Е.И. Ломейко, О.П. Острогорская, Р.Л. Телешова.

кодолеритов характерны призматически-офитовая структура и графические срастания плагиоклаза с моноклинным пироксеном.

Гранофировые лейкодолериты содержат в среднем столько же гранофира (~ 4%), что и оливиновые гранофировые долериты, от которых они отличаются не только отсутствием оливина, но и меньшим содержанием плагиоклаза (~ 49) при более высоком содержании в нем альбитового компонента (An_{50-45}, средн. An_{48}), более железистыми пироксенами ($Wo_{33-28}En_{48-12}Fs_{15-60}$) и более высоким содержанием (~7%) рудного минерала (TiO_2 ~22%).

Петрохимически гранофировые лейкодолериты отличаются от оливиновых гранофировых долеритов значительно более высокими значениями коэффициента $FeO'/(FeO' + MgO)$, обогащенностью щелочами и обедненностью кальцием.

Гранодиориты (долеритовые гранофиры) отличаются от гранофировых лейкодолеритов высокими содержаниями кварц-полевошпатового агрегата (23–54, средн. 30%), в результате чего они и по минеральному, и по химическому составу уже не являются основными породами, а должны быть отнесены к группе средних и даже кислых пород.

По сравнению с гранофировыми долеритами гранодиориты (долеритовые гранофиры) содержат более кислые плагиоклазы (29–32, средн. 27%) – от An_{64} до An_{37}; клинопироксен (12–14%) представлен ферроавгитом, а рудные минералы – титаномагнетит и ильменит (5–6%) содержат до 40% TiO_2. Гранодиориты – высокоглиноземистые породы с наиболее высоким среди дифференциатов нормальных траппов значением коэффициента $FeO'/(FeO' + MgO) = 0,98$.

Гидрофильные (интерсертальные) **долериты.** В провинции позднепалеозойских–раннемезозойских траппов Сибирской платформы имеются достаточно крупные районы (бассейны рек Вилюй, Чадобец), где долериты согласных и секущих интрузивных тел независимо от размеров этих тел и удаленности слагающих их пород от контактов с вмещающими отложениями содержат интерстициальное стекло и палагонит, концентрации которых возрастают с увеличением степени дифференцированности долеритов.

Характерными особенностями интерсертальных долеритов, отличающими их от нормальных траппов, являются также присутствие среди акцессорных минералов турмалина, топаза и флюорита, наличие в поздних дифференциатах признаков кристаллизации плагиоклаза после моноклинного пироксена, высокая общая железистость пород и степень окисления в них железа. Эти породы выделяются автором под названием гидрофильных долеритов, являющихся членами ряда долеритов нормальной щелочности.

Семейство гидрофильных пикродолеритов представлено только одним видом – *интерсертальными пикродолеритами;* разности этих пород с ромбическим пироксеном отсутствуют. От нормальных пикродолеритов интерсертальные пикродолериты отличаются присутствием стекловатого базиса (1–31, средн. 17%) и повышенной концентрацией рудного минерала (5–7, средн. 5%), а также менее кальциевым составом плагиоклаза (37–50, средн. 47%; An_{62-54}, средн. An_{59}) и более железистым оливином (16–19, средн. 18%; Fa_{31-57}, средн. Fa_{39}). Моноклинный пироксен содержится в количестве до 21%.

Оливиновые интерсертальные долериты являются преобладающим видом в семействе гидрофильных долеритов. Они состоят из плагиоклаза (An_{87-46}) в количестве от 33 до 63% (среднее 52%), моноклинного пироксена (авгита, титанавгита, Fe-авгита, пижонит-авгита, пижонита) состава $Wo_{49-26}En_{68-10}Fa_{6-56}$ (15–50, средн. 27%), оливина (Fa_{20-83}, средн. Fe_{42}), содержание которого достигает 2–14% (среднее 7%), и титаномагнетита с 19–25% TiO_2.

Характерным компонентом интерсертальных оливиновых долеритов, как и других пород гидрофильной серии, является палагонит – аморфное вещество с переменными физическими и химическими свойствами, в целом приближающееся по составу к гидратированному базальтовому стеклу (показатель преломления 1,596–1,602). Выделения палагонита в интерстициях гомогенны или содержат включения минералов, присутствовавших в замещенном вулканическом стекле. Акцессорные минералы оливиновых интерсертальных долеритов – апатит, циркон, гранат, турмалин, сфен, топаз. Вторичные минералы – хлорофеит, иддингсит, боулингит, биотит, хлорит, кальцит. Структура пород интерсертальная в сочетании с пойкилоофитовой.

Более железистый состав и более высокая степень окисления железа в оливиновых интерсертальных долеритах по сравнению с нормальными оливиновыми долеритами в сочетании с особенностями их минералогии указывают на более дифференцированный характер интерсертальных пород.

Кварцсодержащие оливиновые интерсертальные долериты являются разновидностью оливиновых интерсертальных долеритов и состоят на 50% из плагиоклаза (An_{83-55}, средн. An_{61}), моноклинного пироксена, авгита или пижонита (35%), оливина (Fa_{22-37}, средн. Fa_{26}; до 7%), титаномагнетита (~ 2%), кварца (~1%) и стекловатого мезостазиса (~5%).

Интерсертальные долериты (безоливиновые) сложены плагиоклазом An_{71-42} (23–59, средн. 43%), моноклинальным пироксеном – авгитом, титанавгитом, Fe-авгитом, пижонит-авгитом ($Wo_{43-32}En_{45-24}Fs_{8-39}$; до 15–51, средн. 31%) и титаномагнетитом. Акцессорные минералы – апатит, циркон, рутил, сфен, флюорит. Структура – сочетание интерсертальной и пойкилоофитовой. Высокие содержания титаномагнетита, более железистые пироксены и менее кальциевые плагиоклазы в сочетании с общей относительной обогащенностью железом, а также повышенными концентрациями TiO_2 и щелочей отличают интерсертальные долериты от нормальных долеритов.

Пегматоидные интерсертальные долериты (разновидность интерсертальных долеритов) отличаются от своих аналогов среди нормальных долеритов существенно более высокими содержаниями рудного минерала (~ 8%). Содержание плагиоклаза, моноклинного пироксена и стекловатого мезостазиса в них соответственно 40,30 и 40%.

Гранофировые интерсертальные долериты (разновидность интерсертальных долеритов) отличаются от гранофировых нормальных долеритов более высокой желе-

зистостью и обогащенностью глиноземом. Минеральный состав их следующий (в %): плагиоклаз 30; моноклинный пироксен 25; титаномагнетит 6; гранофир 30; стекловатый мезостазис 10.

Пространственные соотношения видов и разновидностей интерсертальных долеритов, а также вариации их количественно-минерального состава можно иллюстрировать описанием разреза пластовой интрузии Боллогурас в бассейне р. Вилюй (Дмитриев, 1963; Олейников, 1979).

Силл интерсертальных долеритов мощностью до 120 м залегает в зоне контакта терригенных отложений верхнего карбона–нижней перми с туфами нижнего триаса. От кровли к подошве в разрезе силла могут быть выделены зоны, сложенные следующими породами.

1. Порфировые пикродолериты, которые на 90–95% состоят из слабо раскристаллизованной основной массы с вкрапленниками плагиоклаза (An_{87}) и оливина (Fa_{22}). По направлению вниз пикродолериты сменяются оливиновыми долеритами, содержание оливина в которых уменьшается от 3–5% до нуля у основания зоны. Мощность зоны ~ 10 м. $FeO'/(FeO' + MgO) = 0,74$; $Al_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO + MgO) = 0,70$; $K_2O/(K_2O + Na_2O) = 0,03$.

2. Интерсертальные долериты, не содержащие оливина, с плагиоклазом An_{60}, моноклинным пироксеном (авгитом, пижонит-авгитом), обогащенные стекловатым мезостазисом (~ 17%) и титаномагнетитом (~ 5%). Основные петрохимические параметры пород: $FeO'/(FeO' + MgO) = 0,75$; $Al_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO + MgO) = 1,04$; $K_2O/(K_2O + Na_2O) = 0,2$. По своему химизму это высокоглиноземистые ферродолериты. В основании зоны залегают пегматоидные интерсертальные долериты. Мощность зоны 20 м.

3. Оливиновые интерсертальные долериты состоят из плагиоклаза (An_{64}), моноклинного пироксена($Wo_{41}En_{37}Fs_{22}$), оливина (Fa_{41}), содержание которого увеличивается по направлению к подошве силла от 2 до 12%, титаномагнетита (~ 4%) и стекловатого мезостазиса (8%). $FeO'/(FeO' + MgO) = 0,67$; $Al_2O_3(Fe_2O_3 + FeO + MgO) = 0,85$; $K_2O/(K_2O + Na_2O) = 0,17$.

Средние содержания элементов-примесей в интерсертальных долеритах интрузии Боллогурас следующие (в г/т): Ni 102; Co 44; Cr 135; V 420; Sc 49; Zn 145; Cu 150; Pb 3; Au 0,0058; Sb 1,2; Hg 0,0116; Sn 1,7; B 6,2; Li 19,1; Rb 34; Cs 1,6 (Олейников, 1979).

По соотношению $Na_2O + K_2O$ и SiO_2 гидрофильные траппы являются более насыщенными кремнеземом породами по сравнению с их аналогами из ассоциации нормальных траппов, а также более железистыми и обедненными элементами ранних стадий дифференциации базальтовой магмы (Ni, Cr, Co).

Долериты повышенной щелочности (анальцимсодержащие). Среди позднепалеозойских–раннемезозойских траппов Сибирской платформы в резко подчиненном количестве встречаются дайкообразные интрузивные тела долеритов, которые по минеральному и петрохимическому составу образуют ассоциацию, переходную от типично толеитовых пород с нормативным гиперстеном к породам с нормативным нефелином, т. е. к субщелочным долеритам (Дмитриев, 1963; Олейников, 1979). Семейство долеритов повышенной щелочности представлено следующими видами: 1) анальцимсодержащими оливиновыми долеритами и их разновидностью – анальцимсодержащими оливиновыми долеритами с ромбическим пироксеном; 2) анальцимсодержащими долеритами (безоливиновыми). Породы принадлежат к ряду долеритов нормальной щелочности, ибо, несмотря на наличие в их составе щелочных минералов и общего повышенного по сравнению с нормальными долеритами количества щелочей, по степени насыщенности кремнеземом они не выходят за рамки ассоциации базальтовых пород с нормативным гиперстеном (см. рис. 9) и даже содержат этот минерал среди модальных породообразующих компонентов.

Выделенные виды и разновидности долеритов повышенной щелочности встречаются в пределах одного интрузивного тела, что указывает на их образование в ходе дифференциации единого исходного расплава. Например, в Джекиндской интрузии (бассейн

р. Вилюй), прорывающей нижнетриасовые туфогенные отложения, анальцимсодержащие оливиновые долериты, местами содержащие ромбический пироксен, слагают бóльшую часть интрузивного тела, за исключением апикальной куполообразной части, где они сменяются крупнозернистыми анальцимсодержащими долеритами (Дмитриев, 1963).

Анальцимсодержащие оливиновые долериты отличаются от нормальных оливиновых долеритов присутствием в интерстициях анальцима (до 4, средн. 2%) и эгиринсодержащего авгита в виде каемок вокруг выделений авгита, меньшим содержанием оливина (3–9, средн. 6%) и существенно бóльшим – рудного минерала (2–9, средн. 6%). Плагиоклаз (49–64, средн. 55%) анальцимсодержащих оливиновых долеритов имеет состав An_{83-47} (средн. An_{69}), преобладающий моноклинный пироксен (16–47, средн. 25%) – авгит ($Wo_{40-39}En_{32-45}Fs_{15-29}$), оливин ($Fa_{25-46}$, средн. Fa_{30}). Акцессорные минералы – апатит, гранат, рутил, гематит, пирит. Вторичные минералы – десмин, томсонит, натролит, ломонтит, пренит, эпидот, хлорит, боулингит, иддингсит, тальк, серпентин, хлорофеит, биотит, амфибол, кальцит, сфен. Структура пойкилоофитовая и офитовая.

По общей железистости анальцимсодержащие оливиновые долериты почти идентичны нормальным оливиновым долеритам, но отличаются от них меньшим содержанием SiO_2, бóльшим – Na_2O и повышенной степенью окисления железа.

Анальцимсодержащие оливиновые долериты с ромбическим пироксеном (Fs_{22} до 3%) состоят из плагиоклаза (58–65, средн. 62%) An_{82-54} (средн. An_{67}), авгита ($Wo_{37-32}En_{39-28}Fs_{32-57}$) и эгиринсодержащего авгита (18–28, средн. 24%), оливина Fa_{32-57} (средн. Fa_{36}) до 5–11% (средн. 7%), титаномагнетита (1–7, средн. 3%), анальцима (до 4%) и различных вторичных минералов (до 3%). Структура пород пойкилоофитовая.

Анальцимсодержащие долериты (безоливиновые) отличаются от оливиновых анальцимсодержащих долеритов менее кальциевым составом плагиоклаза (An_{75-50}), присутствием наряду с авгитом ($Wo_{45-36}En_{44-36}Fs_{11-23}$) и эгиринсодержащим авгитом эгирин-авгита, наличием среди акцессориев топаза. Химические отличия заключаются в более высоком содержании щелочей и повышенной концентрации глинозема.

Содержания микроэлементов в долеритах повышенной щелочности характеризуются следующими значениями (в г/т): Ni 108; Co 33; Cr 208; V 270; Sc 40; Zn 72; Cu 300; Pb 4,7; Sn 1,9; Ge 1,5; B 8,9 (Олейников, 1979). По сравнению с нормальными долеритами в них понижены содержания Ni, Co, V, Zn, Cu и, наоборот, повышены концентрации Cr и B.

В целом долериты повышенной щелочности отличаются от нормальных долеритов более высоким содержанием натрия и калия, а также более высокой степенью окисления железа. По последнему параметру они близки к гидрофильным долеритам.

Эффузивные траппы

Эффузивные траппы – базальты – образуют лавовые покровы и потоки мощностью до 50–60 м, которые, перемежаясь с горизонтами вулканогенно-обломочных и вулканогенно-осадочных пород, слагают толщу мощностью до нескольких километров, развитую на площади в сотни тысяч квадратных километров в наиболее прогнутой части Тунгусской синеклизы. По особенностям строения и состава эффузивных образований лавовая толща подразделяется на ряд свит. Характерной особенностью нижней части разреза лавовой толщи (нидымская свита) является присутствие в ее основании агглютинатовых туфобрекчий с вулканическими бомбами, наличие покровов шлаковидных базальтов, крупных покровов с мощными прикровлевыми зонами мандельштейнов и подушечных лав, состоящих из сфероидальных, караваеобразных и лепешковидных блоков базальтов размером от нескольких десятков сантиметров до 2–3 м. Средняя часть разреза лавовой толщи (кочечумская свита) сложена базальтовыми покровами, среди которых встречаются пропластки витрокластических базальтовых туфов.

Таблица 16. Химический состав эффузивных траппов Сибирской платформы

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	47,59	47,84	47,45	47,44	48,16	48,20	47,77
TiO_2	1,65	1,60	1,34	1,66	0,94	1,05	0,91
Al_2O_3	14,61	15,44	15,08	14,08	16,11	16,16	18,03
Fe_2O_3	4,00	3,04	4,33	4,44			
FeO	9,01	9,54	8,10	9,08	13,18*	13,25*	12,06*
MnO	0,22	0,23	0,21	0,30	–	–	–
MgO	7,17	7,09	7,37	8,08	7,02	6,85	5,81
CaO	10,76	10,94	10,75	11,56	10,96	10,81	11,55
Na_2O	2,19	2,24	1,99	2,37	2,16	2,36	2,39
K_2O	0,33	0,33	0,18	0,27	0,32	0,51	0,40
H_2O^-	1,17	0,67	1,66	0,08	–	–	–
H_2O^+	1,25	0,96	1,57	0,92	–	–	–
P_2O_5	0,20	0,17	0,13	0,17	–	–	–
CO_2	0,04	0,08	0,08	0,02	–	–	–
S	0,01	0,02	0,01	0,02	–	–	–
Сумма	100,20	100,19	100,25	100,49	99,85	99,19	98,92
Число анализов	14	5	2	1	21	14	15

* Суммарное железо в форме FeO.

1–4 – траппы бассейна р. Нижней Тунгуски (материалы Ю.И. Дмитриева): 1 – оливиновый базальт, 2 – оливиновый анамезит, 3 – базальт, 4 – анамезит; 5–7 – базальты свит центральной части Тунгусской синеклизы (Феоктистов, Баженова, 1980): 5 – нидымской, 6 – кочечумской, 7 – ямбуканской.

В верхней части разреза (ямбуканская свита) в толще базальтовых лав присутствуют горизонты вулканогенно-осадочных пород. Возраст базальтовых лав в центральной части Тунгусской синеклизы, по K-Ar определениям, составляет от 212–218 ± 20 до 180–170 ± 30 млн. лет., т. е. отвечает триасу, а может быть, нижней юре.

Семейство базальтов, к которому принадлежат эффузивные позднепалеозойские – раннемезозойские траппы Сибирской платформы, представлено следующими видами: оливиновыми базальтами (разновидности – оливиновые анамезиты, оливиновые базальты с ромбическим пироксеном); базальтами (разновидность – анамезиты). Химический состав пород отражен в табл. 16.

Оливиновые базальты являются наиболее распространенными породами среди лав. По составу главных породообразующих минералов – плагиоклаз An_{74-43} (средн. An_{62}) до 35–57%, моноклинный пироксен (авгит, Fe-авгит, пижонит; 10–46, средн. 27%), оливин (Fa_{15-65} 2–15, средн. 6%), титаномагнетит (1–6, средн. 3%) – близки своим интрузивным аналогам – оливиновым долеритам, от которых отличаются меньшим содержанием оливина и присутствием стекловатого базиса (4–44, средн. 20%). Структура оливиновых базальтов интерсертальная в сочетании с пойкилоофитовой, офитовой и долеритовой. Отличия химизма оливиновых базальтов от оливиновых долеритов заключаются в относительной обогащенности железом и более высокой степени его окисления.

Оливиновые базальты с ромбическим пироксеном (бассейн р. Тембении) встречаются редко и состоят из плагиоклаза An_{77} (55%), Fe-авгита (30%), оливина Fa_{33} (10%), титаномагнетита (5%). Структура пойкилоофитовая. По своему составу оливиновые базальты с ромбическим пироксеном близки однотипным долеритам.

Оливиновые анамезиты являются структурной разновидностью оливиновых базальтов. Это весьма тонкозернистые породы с интерсертальной, пойкилоофитовой и микродолеритовой структурами основной массы, в которой присутствуют вкрапленники плагиоклаза. Плагиоклаз (20–59, средн. 39%) в составе оливиновых анамезитов представ-

лен An_{80-60} (средн. An_{68}), моноклинный пироксен (26–61, средн. 37%) – авгитом и Fe-авгитом, оливин (3–13, средн. 6%) – Fa_{20-65} (средн. Fa_{39}). Содержание титаномагнетита 2–9% (средн. 6%), а стекловатого мезостазиса – 1–72% (средн. 12%). От оливиновых базальтов оливиновые анамезиты отличаются относительно меньшим содержанием железа и меньшей его окисленностью.

Базальты состоят из плагиоклаза An_{64-45} (22–50, средн. 41%), авгита и Fe-авгита (22–46, средн. 29%); в количестве до 2% встречаются оливин Fa_{18}, титаномагнетит (2–8, средн. 4%), стекловатый базис (7–39, средн. 25%). Структура базальтов интерсертальная в сочетании с пойкилоофитовой.

Анамезиты являются структурной разновидностью базальтов и отличаются от оливиновых анамезитов отсутствием оливина, более кальциевым составом плагиоклаза (An_{81-60}, средн. An_{71}) и пониженной общей железистостью.

Вулканогенно-обломочные породы

Вулканогенно-обломочные породы – базальтовые туфы в ассоциации с вулканогенно-осадочными породами – играют существенную роль в составе позднепалеозойской–раннемезозойской трапповой формации Сибирской платформы. В пределах Тунгусской синеклизы туфогенная толща мощностью до нескольких сот метров подстилает базальтовые эффузивы и фациально замещает их по направлению к бортам синеклизы. Возраст основной массы туфогенных отложений, как и лав, триасовый.

Базальтовые туфы в составе трапповой формации представляют собой весьма разнообразную ассоциацию пород от грубоагломератовых туфов вулканических диатрем до пепловых, тонкозернистых туфов, отлагавшихся на значительном удалении от места их выброса. Наряду с пирокластическим материалом туфы в большем или меньшем количестве содержат обломки осадочных, метаморфических и магматических пород, которые были захвачены и вынесены на поверхность вместе с пирокластикой в ходе эруптивной деятельности.

Базальтовое стекло и витробазальты, составляющие собственно пирокластический компонент туфов, содержатся в этих породах в количестве 20–80 об.%. О химическом составе пирокластики дает представление анализ витробазальта лапилли из грубообломочных туфов вулканической трубки бассейна р. Подкаменной Тунгуски (в мас. %): SiO_2 48,23; TiO_2 1,39; Al_2O_3 16,31; Fe_2O_3 1,57; FeO 10,22; MnO 0,21; MgO 5,46; CaO 10,87; Na_2O 2,64; K_2O 0,7; H_2O^- 0,64; H_2O^+ 1,25; CO_2 0,82; S 0,04; P_2O_5 0,2; сумма 100,35. Лейсты плагиоклаза в вулканическом стекле витробазальтовые, имеют состав An_{46-28}. По своим вещественным характеристикам витробазальты пирокластического компонента туфов ближе всего к оливиновым интерсертальным долеритам.

ПЕТРОГЕНЕЗИС ТРАППОВ

Дифференциация исходных расплавов

Видовое разнообразие магматических пород трапповой формации определяется особенностями состава родоначальных базальтовых расплавов, их дифференциацией на месте застывания и процессами взаимодействия этих расплавов с веществом вмещающей среды.

Траппы, как уже упоминалось, являются производными базальтовой магмы нормальной щелочности, состав которой варьировал за счет процессов внутриочаговой дифференциации, выраженной, скорее всего, перемещениями легкоподвижных компонентов – летучих и щелочей. Основанием для этого заключения является присутствие среди интрузивных траппов позднепалеозойской–раннемезозойской трапповой формации Сибирской платформы долеритов нормальных, гидрофильных и повышенной щелочности, которые по соотношению SiO_2 и $Na_2O + K_2O$ относятся к производным одного типа базальтовой магмы (см. рис. 9), но имеют специфические особенности состава и

образуют самостоятельные интрузивные тела, преимущественно развитые в определенных структурах и регионах.

Доминирующий тип траппов (так называемые нормальные траппы), очевидно, образовался из типичной толеитовой базальтовой магмы, в то время как гидрофильные траппы и траппы повышенной щелочности, вероятно, сформировались из фракций толеитовой базальтовой магмы с определенными особенностями состава.

Траппы гидрофильные имеют черты, которые позволяют предположить их образование из расплавов, несколько обогащенных водой по сравнению с обычной толеитовой базальтовой магмой. Это предположение согласуется с геологическими и экспериментальными данными (Basaltic volcanism..., 1981).

К числу этих признаков относится постоянное и значительное содержание в гидрофильных долеритах вулканического стекла, количество которого возрастает со степенью дифференцированности пород и достигает максимальных значений (до 30%) в наиболее поздних дифференциатах, приуроченных к внутренним частям крупных дифференцированных интрузий (р. Чадобец, бассейн р. Ангары). Очевидно, что обогащение этих пород стеклом не может быть связано с явлением термической закалки на контактах с холодными вмещающими породами, в то время как быстрое повышение температуры застывания за счет фракционирования воды при подъеме магмы в области, где внутреннее давление растворенных летучих превышало внешнее давление, могло обусловить отвердевание жидкой фазы системы в виде вулканического стекла (Дмитриев, 1967; Михайлов и др., 1981). В случае удержания воды в расплаве за счет более высокого внешнего давления снижение температуры застывания расплавов обеспечивало наиболее полное развитие процессов дифференциации вплоть до образования из остаточных кислых и соответственно вязких расплавов гомогенного водосодержащего стекла следующего состава (в мас.%): SiO_2 75,23; TiO_2 0,62; Al_2O_3 13,49; FeO 2,41; MnO 0,81; MgO 0,10; CaO 0,81; Na_2O 2,87; K_2O 2,05; H_2O 2,42 (интерсертальный долерит из силла бассейна р. Таймур; анализ выполнен в ИГЕМ АН СССР, аналитик Г.И. Муравицкая).

Признаком обогащения водой гидрофильных траппов, особенно таких их дифференциатов, как гранофировые интерсертальные долериты, возможно, является более поздняя по сравнению с моноклинным пироксеном кристаллизация части плагиоклаза при одновременной обогащенности породы глиноземом. В соответствии с экспериментальными данными (Йодер, Тилли, 1965) такие сдвиги в кристаллизующемся базальтовом расплаве наступают при обогащении его водой.

Можно предположить, что повышенные концентрации воды и других летучих могли возникнуть в верхних частях промежуточных очагов толеитовой базальтовой магмы за счет миграции этих компонентов в область относительно более низкого давления. В пользу этой модели говорит факт преобладания интерсертальных долеритов среди наиболее ранних интрузивных траппов, являющихся производными расплавов, поступавших из магматических очагов в начальные стадии их дренажа.

Долериты повышенной щелочности отличаются от нормальных интрузивных траппов более высокими содержаниями Na_2O и K_2O (3,5—4,0%) и признаками образования из расплавов, обогащенных также и летучими компонентами. Привлекает внимание пространственная связь траппов повышенной щелочности с куполо- и валообразными структурами платформенного чехла, что позволяет предположить концентрацию летучих компонентов и мигрировавших вместе с ними щелочей в магматических камерах под сводами тектонических поднятий (Дмитриев, 1963; Олейников, 1979). Другими словами, как и в случае гидрофильных траппов, траппы повышенной щелочности, вероятно, являются производными фракции толеитовой базальтовой магмы, обогащенной по сравнению с нормальным типом щелочами и летучими компонентами.

Кристаллизация базальтовых расплавов начиналась уже на глубине, о чем свидетельствует наличие до 8—10% вкрапленников в стекловатых породах трапповых интрузивных тел. В нормальных траппах вкрапленники представлены преимущественно плагиоклазом An_{84-82} и в меньшей степени оливином Fa_{13-17}. В камерах интрузий

происходило выделение плагиоклаза в диапазоне составов An_{80}–An_{48}. Кристаллизация оливина проходила и завершалась одновременно с кристаллизацией плагиоклаза, и наиболее поздние оливины состава Fa_{49} содержат в краевых частях зерен вростки лейст плагиоклаза An_{49}. Моноклинный пироксен выделялся позже кристаллизации основной массы плагиоклаза.

Кристаллизация базальтовых расплавов, для которых предполагается некоторое обогащение водой, начиналась с выделения 10–12% плагиоклаза An_{93-87} и 2–3% оливина Fa_{12-15}. Массовая кристаллизация оливина предшествовала массовой кристаллизации плагиоклаза, о чем свидетельствуют вростки оливина Fa_{37} (основная генерация) в плагиоклазе состава An_{72}, в то время как основная масса выделений плагиоклаза имеет состав An_{68}. Кристаллизация плагиоклаза заканчивалась выделением лейст состава An_{40-30}, а наиболее поздние выделения оливина имели состав Fa_{97}.

По сравнению с нормальными траппами долериты гидрофильной группы имеют более широкий диапазон изменения составов в кристаллизационных рядах главных породообразующих минералов, а также отличаются выделением моноклинного пироксена на все более ранних стадиях кристаллизации по мере дифференциации исходных расплавов. Обе эти особенности также косвенно подтверждают относительную обогащенность этих расплавов водой, ибо с увеличением содержания H_2O снижается температура кристаллизации базальтовой магмы и облегчается ее дифференциация; одновременно с повышением содержания H_2O в расплаве плагиоклаз выделяется позднее моноклинного пироксена (Йодер, Тилли, 1965).

Толеитовая базальтовая магма повышенной щелочности содержала в момент внедрения 4–6% вкрапленников плагиоклаза (An_{83}) и оливина (Fa_{18}). Кристаллизация плагиоклаза в камере интрузии (Джекиндинской) продолжалась до выделения лейст состава An_{50-47}, оливин же, представленный в породах, имеет состав Fa_{25-57}. Процесс кристаллизации моноклинного пироксена в траппах повышенной щелочности может быть разбит на два этапа. Сначала выделялся пижонит-авгит со значениями ферросилитовой составляющей, прогрессивно возрастающими до Fs_{35}. Второй этап знаменуется появлением эгиринсодержащего авгита и эгирин-авгита, которые обрастают более ранние выделения нещелочного моноклинного пироксена и образуют самостоятельные зерна. Последними в интерстициях между главными породообразующими минералами траппов повышенной щелочности кристаллизовались роговая обманка, анальцим, натролит. Происходила смена позднемагматического минералообразования процессами гидротермального минералообразования.

Геохимическая и металлогеническая характеристика траппов

Геохимическое изучение траппов Сибирской платформы (Нестеренко, Альмухамедов, 1973; Олейников, 1979) и толеитовых базальтовых формаций континентальных платформ в глобальном масштабе (Лутц, 1980) показывает, что как средние содержания химических элементов в траппах, так и закономерности их распределения между породообразующими минералами и поведения в процессе эволюции расплавов довольно близки у платформенных базальт-долеритовых ассоциаций разного возраста и различной региональной принадлежности. Это позволяет охарактеризовать основные черты геохимии траппов по материалам исследования пород позднепалеозойской–раннемезозойской трапповой формации Сибирской платформы.

Содержания редких элементов в недифференцированных траппах Сибирской платформы принципиально не отличаются от кларков для основных пород и составляют (среднее из 258 ан., в г/т): Be 0,86; B 32; F 270; P 570; Cl 90; K 3320; Mn 1770; Ni 110; Co 34; Cu 110; Ag 0,042; Zn 105; Cd 0,065; Pb 10; Cr 180; Ti 8900; V 190; Nd 3,2; Ta 0,5; Zr 130; Hf 5; Sn 6; Li 16; Rb 16; Sr 690; Ba 360; TR 110 (Альмухамедов и др., 1982).

Породообразующие и акцессорные минералы траппов являются концентраторами

различных элементов, например: плагиоклаз – Sr, Ba, Li, Rb, U, Pb, Ti, B; моноклинный пироксен – Ti, V, Ni, Co, Cr, Nb, Ta, Sc, Pb, Cd, TR; оливин – Ni, Co, Ti, Pb, Cd, Zn; титаномагнетит и ильменит – Ti, V, Ni, Co, Cr, Zn, Cd, Nb, Ta, Zr, Hf, Mo; амфибол – TR, F, Cl; биотит – F, Cl; апатит – F, Cl, TR, U; циркон – Zr, Hf, U; сфен – TR, U, Nb, Ta; сульфиды – Cu, Ni, Co, Pb, Zn, Cd, Sc, Te, Ag, Au, Mo, S. В самородном состоянии в траппах встречаются Cu, Au, Zn, Cd, Sn, Ag, Fe.

В соответствии с распределением элементов в породообразующих минералах траппов и последовательностью кристаллизации этих минералов из базальтовых расплавов, которая была рассмотрена в предыдущих разделах, при кристаллизационно-фракционной дифференциации трапповых магм с возрастанием их железистости, щелочности и кремнекислотности происходит увеличение содержаний Ti, Nb, Ta, Zr, Hf, V, Rb, Sr, U, TR, F и уменьшение концентраций Ni, Co, Cr.

Предполагается, что концентрации элементов в базальтовых расплавах и породах, образовавшихся при их затвердевании, контролируются не только процессами кристаллизации, но и миграцией элементов с потокам флюидов на стадии докамерной дифференциации (Олейников, 1979).

С трапповыми формациями связаны месторождения и проявления сульфидных комплексных руд меди, никеля, кобальта, полиметаллических руд свинца и цинка, окисных руд железа, рудопроявления самородной меди и железа, месторождения цеолитов, поделочных камней и др.

Минерально-сырьевой потенциал траппов не одинаков для формаций разного возраста и региональной принадлежности. Например, среди разновозрастных трапповых формаций Сибирской платформы наибольшая минерагеническая продуктивность характерна для позднепалеозойской–раннемезозойской трапповой формации, с которой связаны все перечисленные в начале раздела полезные ископаемые. С протерозойскими трапповыми формациями региона ассоциируют только проявления гидротермальной сульфидной и флюоритовой минерализации, а среднепалеозойские траппы сопровождаются лишь гидротермальными железорудными проявлениями.

Месторождения и проявления рудных и неметаллических полезных ископаемых в подавляющем большинстве случаев пространственно приурочены к дифференцированным трапповым интрузивам, вмещающим их породам или надочаговым зонам, которые могут быть оконтурены по интенсивным проявлениям поверхностного вулканизма, развитию кольцевых даек и ряду других признаков.

Сульфидное медно-никелевое оруденение на Сибирской платформе связано с дифференцированными телами траппов пикрит-базальтовой (пикродолеритовой) субформации.

Дифференцированные сульфидоносные трапповые интрузии известны на северо-западе Тунгусской синеклизы (Норильск I, II, Талнахская, Черногорская, Имангдинская, Накохоз), а также на северо-востоке и востоке этой геоструктуры (Верхне-Томбинская, Маймечинская). Интрузивные тела расположены в разрезе чехла платформы от силурийских отложений до эффузивной толщи нижнего триаса, тяготея к межформационным зонам и границам свит. По морфологии сульфидоносные интрузивные тела являются корытообразными ветвящимися хонолитами мощностью до 100 м и более.

В качестве типового примера может быть приведен разрез сульфидоносной расслоенной интрузии Норильск I, которая, по данным М.Н. Годлевского (1959) и В.В. Золотухина (1978), имеет следующее строение (снизу вверх).

1. Контактовые габбро-долериты без признаков закалки с пойкилоофитовой структурой, состоящие из плагиоклаза An_{80-50} (50%), моноклинного пироксена (30%), оливина Fa_{21-24} с реакционными каймами ромбического пироксена (обычно не более 10%). Мощность вместе с такситовыми породами 15 м.

2. Такситовые габбро-долериты с сульфидной вкрапленностью, состоящие из плагиоклаза An_{93-45} (до 70%), моноклинного пироксена (до 50%), оливина Fa_{25-38} (0–50%), ромбического пироксена (0–5%), сульфидов, хромита и др.

3. Пикритовые и троктолитовые габбро-долериты, состоящие из оливина Fa_{15-25} (25–70%), моноклинного и ромбического пироксенов (около 20%), плагиоклаза An_{90-60}, сульфидов, хромита, магнетита. Мощность горизонта 25 м.

4. Оливиновые габбро-долериты, состоящие из плагиоклаза An_{60-50} (50–60%), моноклинного пироксена (20–30%), оливина Fa_{16-30} (до 20%), ромбического пироксена (3–5%), магнетита. Мощность горизонта 58 м.

5. Оливинсодержащие и безоливиновые долериты, состоящие из плагиоклаза An_{85-30} (45–60%), моноклинного пироксена (35%), оливина Fa_{35-40} (до 5%), микропегматита, магнетита, сульфидов. Мощность горизонта 25 м.

6. Гибридно-метасоматические породы (кварцевые диориты, габбро-диориты, гранофиры), состоящие из плагиоклаза состава от An_{50-30} до альбита (55–65%), калиевого полевого шпата, кварца, микропегматита, моноклинного пироксена (3–15%), амфибола (5–20%), биотита, апатита, сфена. Мощность 7 м.

Сульфидные руды (пирротин, халькопирит, кубанит, пентландит, валлериит) вкрапленные, шлировидные и жильные, приурочены в основном (95%) к нижней части дифференцированной интрузии (пикритовые, такситовые и контактовые долериты). Руды содержат Cu (до 33%), Ni (до 1,5%), Co (до 0,07%), а также Cr, Sb, Pb и др. (Олейников, 1979).

Расслоенность сульфидоносных интрузивных тел связывается с процессами кристаллизационно-гравитационной дифференциации на месте их застывания (Годлевский, 1959), которой могла предшествовать ликвация внедрившегося расплава на базитовую и ультрабазитовую фракции (Маракушев и др., 1981). В то же время некоторые исследователи рассматривали норильские интрузии как псевдостратифицированные, образовавшиеся при послойных внедрениях расплавов разного состава.

На образование сульфидных руд в дифференцированных интрузиях существует несколько точек зрения. Предполагается, что исходные магмы дифференцированных интрузий были первично-рудоносными и рудоотложение происходило как из расплавов (ликвация), так и из более поздних гидротерм. Согласно другим представлениям, сульфидное оруднение возникает за счет сульфуризации глубинными флюидами пород интрузий с повышенными содержаниями никеля, кобальта и других рудных элементов или даже за счет привноса трансмагматическими флюидами не только серы, но и меди, никеля.

Железорудные месторождения и проявления известны в Ангаро-Илимском районе, в нижнем течении р. Ангары, на реках Подкаменной и Нижней Тунгуске (Минерагения Сибирской платформы, 1970).

Магматогенные рудопроявления железа связаны: а) с траппами повышенной магнезиальности (пикрит-базальтовая формация), где они представлены выделениями самородного железа в ассоциации с самородной медью, когенитом, сульфидами железа и меди, магнетитом, ильменитом и силикатами в траппах бассейна р. Курейки; б) с траппами повышенной железистости, которые содержат до 8–15% титаномагнетита и ильменита.

Скарновые железорудные месторождения обычно приурочены к палеовулканическим аппаратам центрального типа (трубкам взрыва), где в преобразованных в более низкотемпературную гидротермальную стадию гранат-пироксен-амфибол-эпидотовых скарнах в ассоциации с хлоритом и кальцитом магнетит образует вкрапленные и жильные руды. К этому типу относятся месторождения Ангаро-Илимского района и рудопроявления в бассейне р. Нижней Тунгуски (Дмитриев, 1963).

Жилы магнетитовых руд гидротермального генезиса вне связи со скарнами известны в бассейнах рек Подкаменной и Нижней Тунгуски (Минерагения Сибирской платформы, 1970), где в зонах минерализации магнетит находится в ассоциации с хлоритом, серпентинитом, кальцитом, эпидотом и цеолитами.

Свинцово-цинковая минерализация (галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, пирротин, буланжерит) связана с несогласными интрузиями траппов и их экзоконтактовыми

зонами, а там, где полиметаллическая минерализация не ассоцирует непосредственно с траппами (бассейн р. Подкаменной Тунгуски), эту связь можно предположить по изотопному составу свинца в рудах (Минерагения Сибирской платформы, 1970).

За исключением магматогенных месторождений сульфидов меди, никеля, кобальта и железа, все отмеченные месторождения и проявления рудной и неметаллической минерализации имеют гидротермальный генезис, в связи с чем встает вопрос об источнике минералообразующих растворов.

До недавнего времени господствующей точкой зрения были представления о связи рудо- и минералообразующих растворов с очагами и интрузиями траппов (Минерагения Сибирской платформы, 1970; Олейников, 1979); в то же время активно обсуждается возможность возникновения гидротерм при нагреве подземных под интрузиями траппов (Пэк, Павлов, 1980; Масайтис, 1983).

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЛАТФОРМ

Сравнительный анализ материалов по трапповому магматизму древних континентальных платформ (табл. 17) позволяет выявить как общие закономерности этого процесса, так и его региональные особенности.

Общие черты состава и строения, свойственные трапповым ассоциациям всех древних платформ, обусловлены однотипностью родоначальных магм этих ассоциаций и сходными условиями их становления.

Все трапповые (долерит-базальтовые) ассоциации континентальных платформ являются производными нормальной (толеитовой) базальтовой магмы, что устанавливается как по соотношению кремнезема и щелочей в составе траппов (см. рис. 9), так и по характеру дифференцированных серий траппов, в составе которых отсутствуют щелочные породы (самостоятельные комплексы щелочных пород могут появиться в связи с трапповыми ассоциациями). Сходство родоначальных магм определило сходство набора пород в трапповых ассоциациях, видовое разнообразие которых является следствием в различной степени проявленных процессов внутрикамерной и значительно менее выраженной внутриочаговой дифференциации, а также взаимодействия расплавов с веществом вмещающей среды. Внутрикамерная дифференциация, контролируемая порядком кристаллизации породообразующих минералов, режимом летучих компонентов и темпом остывания интрузивного или эффузивного тела, приводит к образованию в лавовых покровах серий от оливиновых до безоливиновых базальтов, а в интрузивных телах траппов – от троктолитовых долеритов до гранофировых долеритов.

Признаками взаимодействия трапповых магм с веществом континентальной сиалической коры являются повышенные значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в траппах следующих платформ: Сибирской (до 0,706), Антарктической (0,711; Compston et al., 1968), Африканской (до 0,708; Basaltic volcanism . . . , 1981), Индийской (до 0,709). Ассимиляция вмещающих пород на месте становления трапповых интрузий устанавливается по приуроченности кварцсодержащих долеритов с неравновесным кварцем к толщам кварц-полевошпатовых терригенных отложений на Сибирской и Антарктической платформах, образованию зон гранофировых долеритов вокруг ксенолитов кислых пород в пределах Сибирской, Северо-Американской и Антарктической платформ. Ассимиляция материала вмещающих пород не только меняет состав базальтовой магмы, но и стимулирует ее дифференциацию, как это наблюдается в траппах Сибирской и Африканской платформ.

Проявления траппового магматизма в обоих полушариях Земли сходны по масштабам и впечатляют своей грандиозностью. На Сибирской, Африканской и Южно-Американской платформах площадь трапповых провинций превышает 1 млн. км^2, а объем пород трапповых ассоциаций на большинстве древних платформ исчисляется сотнями тысяч кубических километров. Все это свидетельствует о том, что образование траппов

Таблица 17. Состав, возраст и тектоническая позиция трапповых формаций древних континентальных платформ

Платформа	Формация, возраст (в млн.лет)	Состав	Ассоциирующие породы	Тектоническая позиция
Сибирская	Раннепротерозойская	Метадолериты кварцсодержащие		Анабарский щит
	Среднепротерозойская (1000–1500)	Долериты, базальты		Анабарский и Алданский щиты
	Позднепротерозойская (1195–691)	Долериты (оливиновые, безоливиновые, кварцсодержащие)		Анабаро-Оленекская, Алданская антеклизы; Присаяно-Енисейский прогиб
	Среднепалеозойская	Базальты оливиновые; долериты (троктолитовые, оливиновые, безоливиновые, кварцсодержащие, гранофировые)	Трахибазальты, трахидолериты	Анабаро-Оленекская, Алданская антеклизы; Ыгыаттинская впадина
	Позднепалеозойская–раннемезозойская	Базальты (оливиновые, безоливиновые); долериты (троктолитовые, оливиновые, безоливиновые, кварцсодержащие, гранофировые, анальцимсодержащие)		Тунгусская синеклиза
Восточно-Европейская	Рифейско-вендская (1670–1650–500–600)	Базальты безоливиновые; долериты (оливиновые, гранофировые)	Андезиты, дациты	Волыно-Оршанский, Крестецкий авлакогены
	Девонская	Базальты оливиновые		Припятский, Днепровско-Донецкий авлакогены
Северо-Американская	Протерозойская (1135–900)	Базальты, долериты	Андезиты, риолиты	Канадский щит
Австралийская	Протерозойская (1800 ± 28)	Долериты		Синеклиза Кимберли
	Раннекембрийская (575 ± 40)	Базальты (от оливиновых до кварцевых)		Впадины Каллогайн, Оффисер, Орд
Антарктическая	Юрская (174–147)	Базальты (безоливиновые, кварцевые); долериты (от безоливиновых до гранофировых)		Прогиб
Африканская	Протерозойская (2200)	Базальты		
	Юрско-меловая (200–110)	Базальты (оливиновые и безоливиновые); долериты (от пикритовых до гранофировых)	Андезиты, риолиты, лимбургиты, тефриты	Впадина Карру
Индийская	Протерозойская	Базальты		Впадины
	Позднепалеозойская	”	Андезиты, дациты, риолиты	
	Юрская	”		Бенгальская впадина
	Позднемеловая–третичная (105–100–45–42)	Базальты (от пикритовых до безоливиновых); долериты (от оливиновых до гранофировых)	Трахиты, андезиты, дациты, риолиты, анкарамиты	Деканская впадина

Таблица 17 (окончание)

Платформа	Формация, возраст (в млн. лет)	Состав	Ассоциирующие породы	Тектоническая позиция
Южно-Американская	Протерозойская (2085 ± 40)	Долериты (от оливиновых до гранофировых)		Гвианский щит
	Юрско-меловая (147–120)	Базальты (безоливиновые, кварцевые); долериты	Андезиты, дациты, риолиты, лимбургиты	Паранская впадина

Примечание. При составлении таблицы использованы материалы В.И. Гоньшаковой, Ю.И. Дмитриева, Н.В. Короновского, В.Л. Масайтиса, Н.А. Савченко, Л.С. Семенова, А.А. Рябченко, В.М. Моралева, И.Г. Чешихиной, Гайра, Баттона, Кокса, Гозе, Мукхерджи, Александера, Асватанаджа, Хоукса и др.

обусловлено поднятием в верхние структурные этажи континентальной литосферы крупных объемов базальтовых расплавов, связанных с обширным ареальным плавлением мантийного вещества.

Трапповые ассоциации занимают сходное положение в структурах и разрезе чехла древних платформ, что указывает на близость геодинамических условий их становления. Для трапповых ассоциаций (особенно фанерозойских) характерны такие общие черты, как приуроченность к крупным прогибам чехла платформ, наличие в областях развития траппов многочисленных разрывных нарушений, смена морских отложений осадочного чехла континентальными в эпоху, предшествующую трапповому магматизму. Мощность земной коры в областях развития крупных трапповых формаций сокращена за счет "гранитного" слоя, и в случае наиболее молодых трапповых формаций наблюдаются неглубокое залегание зоны пониженных скоростей в мантии и аномально высокие значения регионального теплового потока (Деканская трапповая провинция на Индийской платформе).

Совокупность этих данных позволяет связывать трапповый магматизм с внедрением в литосферу платформ мантийных диапиров, подъем которых обусловил воздымание крупных регионов и смену морского осадконакопления континентальным. Внедрение и излияние базальтовых магм, образовавшихся при плавлении мантийного диапира, происходило в условиях растяжения, о чем свидетельствуют разломы и рифты в областях развития траппов; трещинный (преимущественно) характер излияния базальтовых лав; отсутствие, как правило, признаков механического воздействия интрузий траппов на вмещающие отложения; формирование компенсационных депрессий в областях интенсивного эффузивного магматизма.

Общей, но в различной степени выраженной особенностью развития траппового магматизма во времени является увеличение объема ассоциаций в их хронологическом ряду, возрастание их петрографического разнообразия и повышение роли поверхностных проявлений траппового магматизма.

Трапповые ассоциации древних платформ характеризуются и сходной металлогенией. Это сульфидные руды меди и никеля (Сибирская, Африканская и Антарктическая платформы), самородная медь (Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-Американская, Южно-Американская платформы), исландский шпат (Сибирская и Африканская платформы).

На фоне базового сходства трапповых ассоциаций разных платформ выявляются индивидуальные их особенности, прежде всего отличающие северные древние платформы (Сибирскую, Восточно-Европейскую, Северо-Американскую) от южных древних платформ (Австралийской, Антарктической, Африканской, Индийской, Южно-Американской). Особенности вещественного состава траппов северных и южных древних платформ хорошо видны на диаграмме кремнезем–щелочи (см. рис. 9), демонстрирующей относительную обогащенность траппов южных платформ кремнеземом. Одновременно

траппы южного полушария обеднены титаном, железом и фосфором. Различия в химизме траппов северных и южных платформ находят отражение и в петрографическом составе соответствующих ассоциаций. Более высокому среднему содержанию SiO_2 в траппах южных платформ соответствует повышенная роль в составе этих ассоциаций таких пород, как гранофировые долериты, кварцсодержащие долериты и базальты.

Северные и южные древние платформы отличаются и по тенденциям эволюции траппового магматизма, которые выявляются при сравнении петрохимических параметров последовательно образовавшихся трапповых формаций.

Одним из наиболее надежных показателей положения пород в эволюционных рядах базальтовой магмы являются соотношение в них железа и магния. Использование этого критерия показывает, что трапповый магматизм южных древних платформ развивался под знаком последовательного обогащения расплавов железом (Дмитриев, 1983), в то время как в ходе эволюции траппов северных платформ относительное содержание железа в возрастном ряду формаций уменьшалось. Возрастание железистости в траппах последовательных формаций южных платформ сопровождается, как правило, увеличением содержаний титана и щелочей, т.е. эволюция магматизма имеет гомодромный характер. На северных платформах в ходе развития траппового магматизма одновременно с возрастанием роли магния снижаются содержания титана и щелочей, т.е. магматизм развивается по антидромному направлению, что впервые было отмечено В.Л. Масайтисом в 1970 г.

Различия в тенденциях развития траппового магматизма северных (Лавразийских) и южных (Гондванских) платформ, вероятно, обусловлены различиями их геологической истории, ибо траппы, как и другие магматические формации, являются индикаторами геодинамического режима и глубинного строения Земли. Тенденции развития траппового магматизма на северных и южных платформах могут отражать закономерности перемещения соответствующих литосферных плит над зонами или областями генерации базальтовых магм различной основности, что можно предположить на основе данных о гетерогенности состава мантии Земли и устойчивом характере этих неоднородностей начиная с архейского времени (Basaltic volcanism . . . , 1981).

Зависимость состава мезозойских и более молодых траппов южных платформ от расстояния до зон генерации базальтовых магм с низкой железистостью и пониженными концентрациями щелочей, титана и фосфора отмечается некоторыми исследователями (Абрамович, Клушин, 1978), однако это не объясняет тенденции гомодромного развития траппового магматизма южных платформ с докембрийского времени и не позволяет понять в рамках единой концепции противоположную направленность эволюции состава разновозрастных трапповых формаций на северных и южных платформах.

В то же время гомодромный характер траппового магматизма на южных платформах и антидромный – на северных можно увязать с реконструированными перемещениями континентальных литосферных плит с начала фанерозоя над гипотетической зоной генерации относительно железистых магм в приэкваториальной части геоида (Дмитриев, 1983).

Трапповые ассоциации выделяются и на так называемых молодых платформах, т.е. платформах, возникших на месте каледонских, герцинских и раннеальпийских складчатых сооружений (Восточная Гренландия, Земля Франца-Иосифа, Зауралье, Тасмания, запад Северо-Американского континента).

Сравнение состава, геологической приуроченности и условий образования толеитовых базальтовых формаций молодых континентальных платформ с аналогичными характеристиками трапповых формаций древних платформ выявляет черты несомненного сходства между ними.

Прежде всего это относится к тектонической позиции траппов молодых платформ и геодинамическим условиям их образования. Соответствующий анализ показывает, что толеитовые базальтовые ассоциации эпибайкальской платформы Сирии, эпикаледонских платформ Восточной Гренландии и Земли Франца-Иосифа, эпигерцинских платформ востока Северо-Американского континента и эпимезозойской консолидированной об-

ласти на западе этого материка (бассейн р. Колумбии) образовались на фоне начального воздымания регионов со сменой морских условий осадконакопления континентальными. В условиях растяжений земной коры по системам разломов происходило внедрение базальтовых расплавов в отложения платформенного чехла и их излияние на поверхность. По мере накопления в верхних горизонтах коры и на поверхности базальтовых масс формировались компенсационные депрессии, в пределах которых и расположены базальтовые поля молодых платформ.

Ассоциации толеитовых базальтовых эффузивных и интрузивных пород молодых платформ также близки ассоциациям пород трапповых формаций древних платформ как по видовому, так и по количественно-минеральному составу. В то же время петрохимические исследования обнаруживают обогащенность траппов молодых платформ кремнеземом и щелочами при пониженных содержаниях магния и кальция. Эти особенности объясняются процессами глубинной дифференциации толеитовой базальтовой магмы, сходной с родоначальной магмой траппов древних платформ, и ее контаминацией веществом континентальной коры (Кутолин, 1972). Реальность процессов ассимиляции корового вещества исходными расплавами базальтов молодых платформ подтверждается наличием в них ксенозерен кварца и фрагментов кислых магматических и метаморфических пород, а также большими значениями отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в базальтах и долеритах западной (до 0,7077–0,7092) и восточной (0,7061–0,7078) частей Северо-Американского континента (Basaltic volcanism ..., 1981) и долеритах Тасмании ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}711$, Compston et al., 1968).

РАССЛОЕННЫЕ ИНТРУЗИВЫ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Расслоенные, или стратиформные, интрузивы основных и ультраосновных пород широко развиты в стабилизированных структурах земной коры – древних и молодых платформах, срединных массивах, областях завершенной складчатости и т.д. Обычно их появление связано с активизацией этих структур при рифтогенезе или магматических процессах в соседних складчатых поясах, причем в этих случаях образование расслоенных интрузивов нередко предшествует главной фазе складчатости, о чем, например, свидетельствует их пересечение гранитоидными батолитами (Михайлов и др., 1971).

Главной особенностью строения расслоенных интрузивов является чередование (часто ритмичное) выдержанных слоев магматических горных пород, залегающих наподобие стратифицированных пачек осадочных образований. Результаты многочисленных и разнообразных исследований расслоенных интрузивов и сделанные на их основании выводы широко используются при разработке многих петрогенетических проблем, таких, как формирование внутреннего строения интрузивных тел, текстур и структур магматических горных пород, дифференциация магматического расплава в интрузивных камерах разной глубинности, выявление интрузивных аналогов главных типов магматических серий, закономерности распределения рудных компонентов в интрузивных телах и др. По образному выражению Уэйджера (Уэйджер, Браун, 1970), их можно сравнить с тиглем петролога-экспериментатора, но неизмеримо бо́льших размеров, вследствие чего в них выявляются новые соотношения, которые не удается установить в лабораторных условиях.

Прежде чем перейти к характеристике пород расслоенных интрузивов, необходимо коротко остановиться на особенностях их строения. Для обозначения специфики этих образований Уэйджер и Браун (1970) применили термин "кумулат" (от слова аккумуляция), предполагая, что они произошли за счет накопления кристаллов на дне магматической камеры. Особенностью кумулятивных структур является наличие зерен двух генераций: а) идиоморфных кристаллов, слагающих главный объем пород, – минералов кумулуса; б) ксеноморфных зерен интеркумулуса, расположенных в промежутках между ними и кристаллизовавшихся из межзернового остаточного расплава.

Минералы кумулуса слагают каркас породы и имеют текстурообразующее значение.

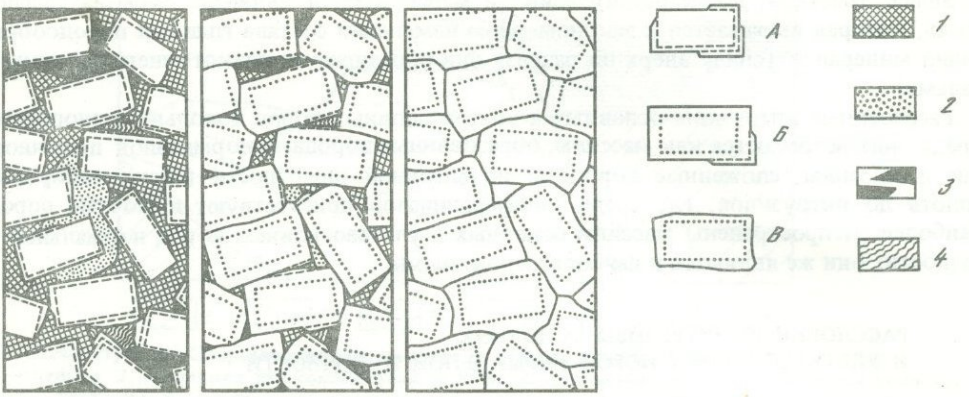


Рис. 10. Схема структур плагиоклазовых кумулатов (Уэйджер, Браун, 1970)

А – ортокумулат; *Б* – мезокумулат; *В* – адкумулат. Внутренний прямоугольник соответствует границам кумулятивных кристаллов плагиоклаза; внешние зонки – веществу, кристаллизовавшемуся при более низкой температуре; *1–3* – пойкилитовые кристаллы: *1* – пироксен, *2* – оливин, *3* – железорудный минерал; *4* – кварц и ортоклаз (конечный продукт кристаллизации остаточной жидкости)

Весьма распространены трахитоидные текстуры, характеризующиеся плоско-параллельной ориентировкой кумулусных минералов, согласной с верхними и нижними ограничениями слоев. При наличии преимущественной ориентировки зерен удлиненного габитуса в плоскости расслоенности текстура становится линейной. Обычно она характерна для участков, где имело место оползание неконсолидированного осадка кристаллов по дну магматической камеры (см. ниже).

Форма минералов интеркумулуса обычно определяется морфологией интерстиций между кумулятивными фазами. Часто соседние интерстиции выполнены одним минералом, который может образовывать монокристалл. В итоге возникают весьма характерные для пород расслоенных интрузивов пойкилитовые структуры, где минералы кумулуса образуют хадакристаллы. В отличие от субидиоморфных минералов кумулуса ойкокристаллы интеркумулуса обычно имеют округлую или сферическую форму и в породе ориентированы случайным образом, независимо от ее расслоенности.

Устанавливается целый ряд взаимоотношений между этими двумя группами зерен, из которых наиболее распространены следующие случаи: а) вторичное разрастание минералов кумулуса за счет интерстициального расплава ("адкумулатный рост", по Уэйджеру и Брауну, 1970); это явление наиболее распространено в породах, где кумулус представлен одним минералом – либо плагиоклазом, либо пироксеном, либо оливином и др., что приводит к появлению анхиминеральных анортозитов (рис. 10), пироксенитов, оливинитов и т.д.; б) коррозия минералов кумулуса интерстициальным материалом, например оливина пироксенами, ортопироксена клинопироксеном и т.д.

Неоднородность кумулус–интеркумулусного взаимодействия приводит к тому, что даже в пределах одного и того же слоя модальный минеральный состав пород может варьировать в широких пределах. Поэтому чтобы избежать смешения понятий, в современной петрологической литературе в качестве основной классификационной единицы при описании пород принят кумулат – ассоциация минералов кумулуса, поскольку только таким путем можно избежать существенной неопределенности при идентификации одних и тех же структурно-текстурных аналогов пород в разобщенных разрезах и тем более в различных интрузивах. Кроме того, как будет показано ниже, описание пород в кумулятивных терминах имеет принципиальное значение для физико-химического анализа расслоенных пород.

Характерным элементом строения расслоенных интрузивов является ритмичная расслоенность, выражающаяся в закономерном чередовании пород различного состава. В ритмических единицах наблюдается переход от слоев, образованных более высокотемпературными минеральными ассоциациями внизу, к более низкотемпературным вверху.

Менее заметной, но петрологически не менее важной является скрытая расслоенность, которая выражается в закономерном изменении состава главных породообразующих минералов (снизу вверх по разрезу они обогащаются низкотемпературными миналами).

Расслоенные интрузивы основных и ультраосновных пород довольно разнообразны. Среди них встречаются как массивы, образованные породами нормальной щелочности, так и массивы, сложенные породами повышенной щелочности (сиенит-габбровые), вплоть до интрузивов, где среди дифференциатов присутствуют щелочные породы. Наиболее распространены массивы основных и ультраосновных пород нормальной щелочности; они же являются и наиболее изученными.

РАССЛОЕННЫЕ ИНТРУЗИВЫ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД НОРМАЛЬНОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ

Скергаардский интрузив (Восточная Гренландия) расположен среди глубоко метаморфизованных докембрийских образований Гренландского щита и входит в состав огромной по площади Британо-Арктической области третичного вулканизма, охватывающей западную часть Шотландии, Исландию, Гренландию и Шпицберген. Он представляет собой овальное в плане тело площадью около 60 км^2 (Уэйджер, Браун, 1970), имеет воронкоподобную форму и образован двумя главными структурными элементами – центральной и краевой сериями пород. Центральная (или расслоенная) серия слагает главный объем массива. Она имеет автономную по отношению к краевым ограничениям внутреннюю структуру, характеризующуюся центриклинальным падением расслоенности в краевых частях и пологим, близким к горизонтальному – в центральных, в результате чего строение массива напоминает стопу блюдец, вложенных друг в друга (рис. 11). Краевая серия пород слагает периферические части интрузива и подразделяется на верхнюю и боковую группы. Расслоенность в них проявлена значительно слабее и в отличие от центральной серии конформна с контактами. По представлениям Уэйджера, эрозией вскрыто только 30% мощности расслоенной серии, однако это сейчас ставится под сомнение.

В вертикальном разрезе расслоенной серии выделяются три примерно равные по мощности зоны. Нижняя зона мощностью около 800 м характеризуется тонким ритмичным переслаиванием оливин-плагиоклазовых (троктолиты) кумулатов с оливин-плагиоклаз-клинопироксеновыми (оливиновые габбро), плагиоклаз-клинопироксеновыми (габбро) и плагиоклазовыми кумулатами (лейкогаббро или анортозиты). Клинопироксен представлен авгитом и инвертированным пижонитом. Интеркумулусный материал образован в основном магнетитом и ильменитом, редко кварцем и микропегматитом.

Средняя зона (~800 м) отличается почти полным отсутствием кумулятивного оливина. Здесь развиты преимущественно плагиоклаз-клинопироксеновые (габбро) и плагиоклазовые (лейкогаббро и анортозиты) кумулаты. В остальном характер пород сохраняется.

В верхней зоне (~500 м) расслоенность наиболее интенсивна в нижней части разреза; выше она выражена слабее, а в самом верху практически отсутствует. Примерно в 200 м выше подошвы зоны появляется кумулусный апатит, затем исчезает пижонит и единственным пироксеном пород становится ферроавгит; здесь снова появляется кумулусный оливин, имеющий уже состав, близкий к фаялиту. Плагиоклаз в породах этой зоны по составу отвечает андезину, и поэтому преобладающий тип пород назван авторами ферродиоритом (андезин + авгит + оливин + магнетит + апатит). Изредка отмечаются прослои ультраосновного состава, представленные верлитами (кумулус: оливин + авгит + магнетит).

В пределах расслоенной серии наблюдается устойчивое систематическое изменение состава минералов снизу вверх по разрезу (скрытая расслоенность); в частности плагиоклаза ($An_{66} \rightarrow An_{33}$), оливина ($Fa_{33} \rightarrow Fa_{100}$), клинопироксена ($Wo_{42}En_{40}Fs_{18} \rightarrow Wo_{30}En_2Fs_{68}$).

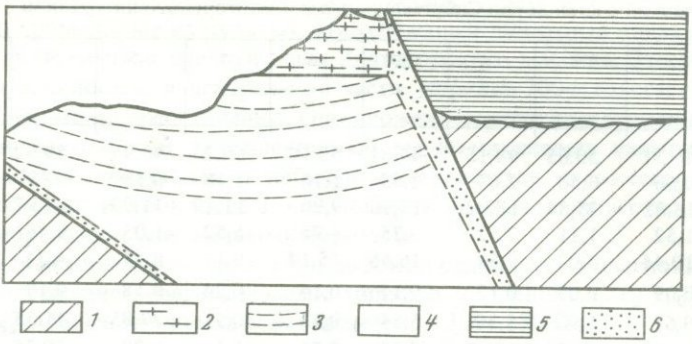


Рис. 11. Схема строения Скергаардского интрузива (Уэйджер, Браун, 1970)
1 – гнейсы; *2* – верхняя приконтактовая группа; *3* – слоистые серии; *4* – скрытые слоистые серии; *5* – базальты; *6* – краевая приконтактовая группа

Самая верхняя часть массива мощностью около 1000 м выделяется в качестве верхней краевой группы. Здесь развиты грубозернистые габбро, содержащие до 5–10% кварца и микропегматита. Преобладающей разновидностью пород является лейкогаббро (габбро-анортозиты). Так же, как и в породах расслоенной серии, здесь наблюдается закономерное изменение состава главных породообразующих минералов, но имеющее обратное направление: основность плагиоклаза повышается снизу вверх от подошвы к кровле (от An_{44} до An_{69}). Расслоенность в целом выражена слабо. В верхней части этой группы пород наблюдаются многочисленные ксенолиты гнейсов.

Между расслоенной серией и верхней краевой группой расположен промежуточный слой ("сэндвичевый" горизонт) мощностью около 200 м. Он образован слоями фаялитового габбро, андезинита и своеобразного фаялит-геденбергитового гранофира – конечного продукта кристаллизации скергаардской магмы. Предполагается, что этот горизонт сформировался в результате слияния растущей снизу расслоенной серии и растущей сверху краевой группы.

Массив окаймляется со всех сторон породами боковой краевой группы шириной до 400 м. В направлении от контакта к центру интрузива в ней выделяются следующие зоны: 1) тонкозернистая зона закалки; 2) зона ("покоя") крупнозернистых габброидов, для которой характерна перпендикулярная контактам ориентировка кристаллов; 3) главная по объему "полосчатая область", где расслоенность ориентирована почти параллельно стенкам массива. В этой зоне в направлении к внутренним частям массива плагиоклазы становятся более кислыми, а пироксены – более железистыми. Структурные наблюдения и данные по химизму минералов позволяют считать, что затвердевание пород краевой и центральной серий происходило независимо друг от друга и подчинялось разным закономерностям: в краевой серии от краев внутрь массива, а в центральной – снизу вверх.

Скергаардский массив представляет собой один из крайне немногочисленных примеров расслоенных интрузивов с хорошо сохранившейся верхней частью разреза. В большинстве других интрузивов Британо-Арктической провинции (Белхелви, островов Рам, Скай, Малл и др.) сохранились только нижние части разрезов. Они образованы ритмичным переслаиванием дунитов (кумулус: оливин + хромшпинель) и троктолитов (оливин + плагиоклаз + хромшпинель) с габброидами типа наблюдаемых в нижней зоне Скергаардского массива. Исходный расплав этих массивов, в том числе и Скергаардского, отвечал составу оливинового толеитового базальта (табл. 18), так что есть все основания считать, что в погребенной части последнего развиты такие же парагенезисы.

На территории СССР аналогичные по составу массивы развиты главным образом в Северном Прибайкалье (Йоко-Довыренский и др.).

Златогорский интрузив (Северный Казахстан) в современном денудационном срезе занимает площадь 65 км^2 и имеет округлую, почти изометричную форму, усложнен-

Таблица 18. Химический состав пород Скергаардского и Златогорского интрузивов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	45,48	46,37	50,65	48,15	44,81	55,10	60,23	46,95	49,02	51,04	45,22
TiO_2	0,94	0,50	0,50	2,64	2,55	1,16	1,18	0,13	0,19	0,19	сл.
Al_2O_3	16,41	16,82	25,54	18,02	13,96	9,90	11,19	11,93	14,97	14,94	24,96
Fe_2O_3	2,09	1,52	1,11	2,52	3,75	4,75	5,52	1,03	1,45	1,10	0,41
FeO	9,29	10,44	4,07	9,50	16,66	15,14	9,11	8,95	9,11	9,84	2,35
MnO	0,06	0,09	0,09	0,12	0,17	0,14	0,24	0,18	0,19	0,20	0,06
MgO	11,65	9,61	1,90	5,25	5,54	0,13	0,51	22,85	11,55	9,05	9,23
CaO	10,46	11,29	11,74	10,17	8,53	7,76	5,11	6,29	10,35	11,35	13,05
Na_2O	2,06	2,45	3,54	3,46	3,35	3,86	3,92	0,28	0,92	0,89	0,83
K_2O	0,27	0,20	0,36	0,40	0,33	1,00	1,94	0,22	0,13	0,23	0,12
P_2O_5	0,05	0,06	0,16	0,20	0,08	0,24	0,27	–	–	–	–
H_2O^+	0,27	0,20	0,44	0,02	0,34	0,92	0,80	–	–	–	–
H_2O^-	0,26	0,09	0,04	0,05	0,19	0,20	0,10	0,18	0,69	0,53	0,10
Сумма	99,79	100,02	100,14	100,50	100,26	100,30	100,12	100,59	99,95	100,08	99,38

1–7 – Скергаардский интрузив (Уэйджер, Браун, 1970): 1 – троктолит, 2 – оливиновое габбро, 3 – лейкогаббро, 4 – габбро, 5, 6 – ферродиориты, 7 – меланогранифир; 8–11 – Златогорский интрузив (Михайлов и др., 1971): 8 – оливиновый габбронорит, 9 – норит, 10 – габбронорит, 11 – лейконорит.

Примечание. CO_2 – 0,03; S – 0,14; Sr – 0,07; Ba – 0,01 (ан. 4); Cr_2O_3 – 0,03 (ан. 11); п.п.п. – 1,52; 1,38; 0,63; 0,10 (ан. 8–11).

ную апофизами габбро во вмещающие породы (Михайлов и др., 1971). Его возраст, по данным K-Ar метода, оценивается в 540 млн.лет. С востока и северо-востока плутон срезается позднекаледонской интрузией гранитов, уничтожившей не менее его трети, так что, вероятно, первоначальные размеры массива были порядка 100 км^2.

Пересечение Златогорского интрузива гранитами свидетельствует о том, что после своего формирования он вовлекался в мощные тектонические процессы, связанные с развитием каледонской складчатой области, т.е. является примером раннегеосинклинального (догеосинклинального?) расслоенного интрузива.

В строении Златогорского массива принимают участие разнообразные основные и ультраосновные породы от анортозитов и лейкократовых норитов до перидотитов и дунитов, связанные между собой промежуточными разновидностями. По вертикали он четко разделяется на три дифференцированные зоны (верхнюю, среднюю и нижнюю), имеющие, в свою очередь, сложное строение.

В современном эрозионном срезе основную часть объема Златогорского интрузива составляет нижняя зона. Она состоит из двух подзон: а) верхней норитовой; б) нижней расслоенной. Норитовая подзона сложена однообразными среднезернистыми норитами и габброноритами (плагиоклаз-ортопироксеновые и плагиоклаз-двупироксеновые кумулаты) с единичными прослоями бронзититов. Расслоенная подзона представлена чередованием серпентинизированных амфиболизированных дунитов (оливин-хромитовые кумулаты), меланократовых троктолитов (оливин-плагиоклазовые кумулаты), норитов и габброноритов и иногда анортозитов (плагиоклазовые кумулаты). Общая мощность нижней зоны порядка 1000–1200 м; на долю расслоенной подзоны приходится 300–400 м.

Как и нижняя, средняя зона асимметрична по строению. В ее верхней части устанавливаются крупнозернистые лейкократовые нориты и оливиновые нориты. Ниже расположена зона тонкого ритмичного переслаивания норитов, оливиновых норитов (оливин-ортопироксен-плагиоклазовые кумулаты), троктолитов (по модальному

составу часто отвечающих плагиоклазовым перидотитам) и пойкилитовых гарцбургитов (оливин-хромитовые кумулаты). Нижележащая дунитовая линза является одним из характерных элементов средней зоны Златогорского массива. Это огромное линзообразное тело мощностью в центральной части порядка 700 м залегает между верхним и нижним горизонтом переслаивания. Оно сложено серпентинизированными дунитами, местами с сингенетической вкрапленностью медно-никелевых сульфидов. В нижней части тела дунитов появляются в небольшом количестве пироксены и плагиоклазы и порода переходит в троктолиты или плагиоклазовые перидотиты, которые переслаиваются с норитами и оливиновыми норитами.

Породы средней зоны характеризуются высокой основностью плагиоклаза (An_{80-90}) и высоким содержанием магнезиальных миналов в оливине (Fa_{6-12}) и ортопироксене (Fs_{12-18}). Общая мощность зоны примерно 1300–1500 м.

Верхняя зона состоит из среднезернистых габброноритов и подстилающего их горизонта меланократовых оливиновых габбро-норитов (оливин-плагиоклаз-двупироксеновые кумулаты). Эти породы, слагающие самые высокие участки современной поверхности массива, в то же время характеризуют лишь нижнюю часть его верхней зоны, так как все вышележащие породы уничтожены эрозией. Мощность сохранившейся части 150–200 м.

Вдоль контакта с вмещающими породами повсеместно развиты мелкозернистые габбро и габбронориты краевой группы. По направлению от контакта внутрь массива эти породы постепенно переходят в образования расслоенной подзоны нижней зоны, причем последовательность смены пород здесь обратная по сравнению с наблюдаемой в разрезе зоны: от габброидов через троктолиты к дунитам. В контакте с породами рамы в мелкозернистых габброидах наблюдаются маломощные линзовидные инъекции кварц-полевошпатового состава, по-видимому, палингенного происхождения. Общая мощность эндоконтактовых габброидов колеблется от 100 до 600 м. Вмещающие породы в зоне шириной до 100 м подвергаются ороговикованию.

Состав минералов в разрезе интрузива меняется по довольно сложному закону. Наиболее высокотемпературные разновидности минералов наблюдаются в пределах расслоенной серии нижней зоны и слагают среднюю зону интрузива, т.е. скрытая расслоенность здесь имеет ритмичный характер.

В породах интрузива вдоль границ зерен оливина и плагиоклаза наблюдаются концентрически-зональные венцовые структуры, образованные ортопироксеном, клинопироксеном и шпинелью. Возникновение таких структур обычно связывается с субсолидусной реакцией $Ol + Pl \rightarrow Opx + Cpx + Sp$ при давлении 8 ± 2 кбар (Green, Hibberson, 1970).

Судя по химическому составу пород внутренних частей массива (см. табл. 18) и зон закалки (табл. 19, ан. 1), исходный расплав интрузива отвечал составу оливинового толеитового базальта.

Маскокский интрузив (Канада) прорывает глубоко метаморфизованные образования нижнего протерозоя Канадского щита. Он был открыт в 1956 г. Главные результаты исследования массива изложены в работах Смита и Каппа, опубликованных в 1963 г., а также Чемберлена (Chamberlain, 1967).

Интрузив характеризуется дайкоподобной в плане формой с воронкообразным поперечным сечением. Длина его достигает 65 км, а максимальная ширина – 11 км. По данным Смита, массив подразделяется на следующие четыре главные единицы.

1. Близкая к вертикальной подводящая дайка мощностью 150–600 м, состоящая из слоев габбронорита и пикрита, ориентированных параллельно стенкам.

2. Краевая зона мощностью 60–350 м, расположенная вдоль контактов интузива. Образована преимущественно габброидами с массивной текстурой. В придонных частях массива снизу вверх тонкозернистые эндоконтактовые габбронориты через перидотиты переходят в дуниты.

3. Центральная расслоенная серия мощностью 2000 м. Она образована ритмичным чередованием дунитов, перидотитов, пироксенитов (вебстеритов и клинопироксенитов,

Таблица 19. Химический состав пород зон закалок расслоенных интрузивов основных и ультраосновных пород нормальной щелочности (по данным Дира, В.М. Иванова, Каппа, Уэйджера, Хесса, Е.В. Шаркова)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	48,02	48,08	50,68	51,72	50,55	50,68	52,0
TiO_2	0,14	1,17	1,06	0,22	0,66	0,45	0,56
Al_2O_3	18,14	17,22	13,55	14,23	15,23	17,64	15,60
Fe_2O_3	1,52	1,32	1,17	–	1,04	0,26	2,86
FeO	6,12	8,44	9,08	7,29	10,07	9,88	5,64
MnO	0,09	0,16	0,18	0,17	0,23	0,15	0,23
MgO	9,80	8,62	9,70	10,43	8,30	7,71	10,30
CaO	10,80	11,38	11,22	11,22	11,30	10,47	8,13
Na_2O	1,65	2,37	1,72	1,75	2,24	1,87	2,35
K_2O	0,34	0,25	0,63	0,56	0,19	0,24	0,20
P_2O_5	–	0,08	–	–	0,12	0,09	–
H_2O^+	2,95	1,01	0,53	1,91	0,24	0,42	0,80
H_2O^-	–	–	0,06	0,06	–	–	–
Cr_2O_3	–	–	–	–	0,01	0,04	–
Сумма	99,99	100,17	99,65	99,99	100,18	99,90	98,67

Интрузивы: 1 – Златогорский; 2 – Скергаардский; 3 – Маскокский; 4 – Мончегорский; 5 – Бушвельдский; 6 – Стиллуотерский; 7 – Лысогорский.

иногда бронзититов), габбро, оливиновых габбро, габбронноритов и анортозитов. Все эти породы представляют собой кумулаты, состоящие из оливина и клинопироксена в нижних, оливина, хромита и ортопироксена – в средних и оливина, авгита и основного плагиоклаза – в верхних частях разреза. Расслоенность затухает в краевых частях интрузива.

4. Верхняя краевая зона мощностью 80 м сложена габбро с интерстициальным микропегматитом, переходящим в гранофир. Здесь в больших количествах отмечаются магнетит и ильменит.

Представляют значительный интерес закономерности распределения в массиве сульфидов, изученные Чемберленом. Согласно его данным, сульфиды во всех случаях являются составной частью интерстициального материала. При этом наблюдается вполне определенная зависимость состава сульфидных фаз от их положения в разрезе массива. Эта особенность сульфидной минерализации будет рассмотрена ниже при обсуждении проблемы металлогенической специализации интрузивов.

Состав исходного расплава массива отвечал кварцевому толеиту (см. табл. 19).

Бушвельдский интрузив (Южная Африка) расположен в центральной части Южно-Африканского щита, занимая площадь около 29 000 км^2. Он внедрился в верхнюю часть свиты Претория (нижний протерозой) и сопровождается большим количеством силлов и даек долеритов и пикродолеритов, развитых в его подошве и, по-видимому, связанных с тем же источником, что и магма лополита. Прорывающие его "красные бушвельдские граниты", по данным Rb-Sr метода, имеют возраст 1950 ± 150 млн. лет.

Бушвельдский интрузив систематически изучается уже свыше 70 лет. По нему накоплен огромный фактический материал, обобщенный Дэли, Холлом, Вагнером, Хессом, Камероном, Уэйджером, Брауном и др.

Работами последних лет установлено, что интрузив имеет близкую к воронкообразной форму с чашеподобной внутренней структурой. В нем, кроме пород краевой группы, относящихся к закаленной оторочке массива, выделяются четыре зоны (серии): Базальная, Критическая, Главная и Верхняя.

Краевая группа образована в основном тонкозернистыми норитами. Снизу вверх они постепенно сменяются бронзититами, а затем гарцбургитами. Мощность пород этой группы около 120 м. Сходные разновидности пород характерны и для силлов подошвы интрузива, представляющих собой боковые ответвления.

Базальная серия имеет мощность от 600 м в западной части массива до 1500 м – в восточной. Она образована ритмичным чередованием дунитов, гарцбургитов и бронзититов с преимущественным развитием бронзититов, особенно в верхних частях разреза зоны (серии). Наряду с этими породами повсеместно отмечаются маломощные прослои хромититов. Минералами кумулуса[1] в дунитах являются оливин и хромшпинелид; интеркумулус представлен бронзитом, хромдиопсидом, основным плагиоклазом, сульфидами. В гарцбургитах кумулус составляют оливин + бронзит ± хромшпинелид, а в бронзититах – бронзит. В хромититах кумулус также представлен только одним минералом – хромшпинелидом.

Критическая серия характеризуется наиболее четкой тонкой расслоенностью по сравнению с другими зонами массива. Она имеет мощность около 1000 м. Основанием зоны служит "главный хромитовый слой" (нижний пласт Стелпорт). Поразительной особенностью зоны является ее выдержанность на всей площади Бушвельдского массива, особенно верхних его частей, включая Риф Меренского – слой мощностью 1–5 м, представляющий собой крупнейшее в мире месторождение платины.

Среди кумулятивных минералов, присутствующих в породах серии, выделяются хромит и бронзит. Примерно в 30–60 м выше основания серии в породах появляется кумулятивный плагиоклаз, а примерно в 300 м – авгит.

В целом Критическая зона характеризуется ритмичным чередованием гарцбургитов, бронзититов, норитов, габброноритов, анортозитов и хромититов.

Главная зона – наиболее крупная единица массива. Она имеет мощность от 3000 (в западной части) до 5000 м (в восточной). В отличие от предыдущих зон тонкая ритмичная расслоенность здесь проявлена слабо. Породы в общем представлены габброноритами и анортозитами, в которых минералами кумулуса являются плагиоклаз, авгит и ортопироксен (инвертированный пижонит). Кумулятивный пижонит сменяет ортопироксен приблизительно в средней части разреза зоны.

Породы Главной зоны не везде залегают согласно с расположенными ниже по разрезу образованиями Критической зоны. Согласное их залегание устанавливается только в Восточном Трансваале. В других местах наблюдаются признаки "трансгрессии", проявляющиеся в том, что простирание более поздних пород Главной зоны оказывается почти перпендикулярным простиранию слоев пород Критической зоны. В таких случаях наблюдается выпадение отдельных частей разреза Критической зоны, которое сопровождается появлением ксенолитов ее пород в габброидах Главной зоны (рис. 12).

Верхняя зона имеет мощность около 1500 м. В основании зоны залегает горизонт, в котором впервые появляется значительное количество кумулятивного титаномагнетита, образующего мономинеральные слои мощностью 0,3–1,8 м. Преобладающая разновидность пород зоны – феррогаббро (ферродиориты). Основные кумулятивные минералы – плагиоклаз (андезин), орто- и клинопироксен, титаномагнетит, оливин и апатит. Интеркумулусный материал представлен кварцем, щелочным полевым шпатом, роговой обманкой, биотитом.

Железистый оливин появляется примерно на расстоянии 300 м выше основания верхней зоны, а еще выше (~750 м выше основания) в качестве важной кумулятивной фазы (до 5%) развивается апатит. В верхних частях разреза зоны мощностью 120–150 м присутствуют кварц (7–10%) и микропегматит (3–5%); ортопироксен в этой части зоны отсутствует.

По мнению большинства исследователей, ферродиориты представляют собой продукт кристаллизации остаточной магмы Бушвельдского массива. Природа мощной толщи

[1] Характеристика кумулатов приведена по Уэйджеру и Брауну (1970).

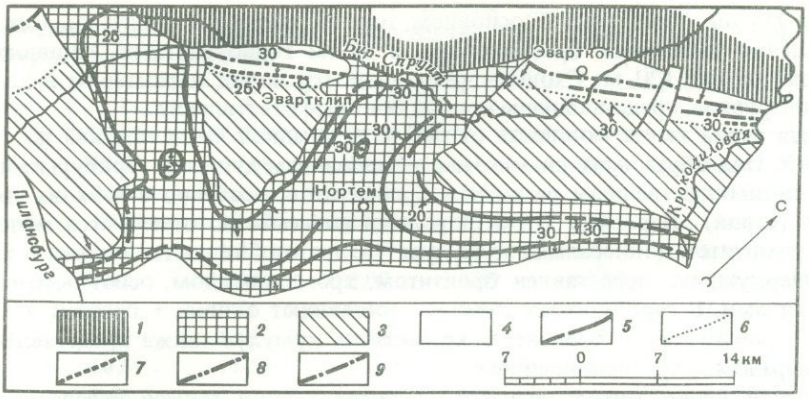


Рис. 12. Местные трансгрессивные взаимоотношения пород в северо-западной части Бушвельдского интрузива (Уэйджер, Браун, 1970)

1 – поверхностные наносы; *2* – феррогаббро (Верхняя зона); *3* – габбро (Главная зона); *4* – пироксениты, анортозиты и нориты (Критическая зона и Базальная серия); *5* – слои, обогащенные магнетитом; *6* – Риф Меренского; *7–9* – пласты хромититов: *7* – верхний, *8* – средний, *9* – главный

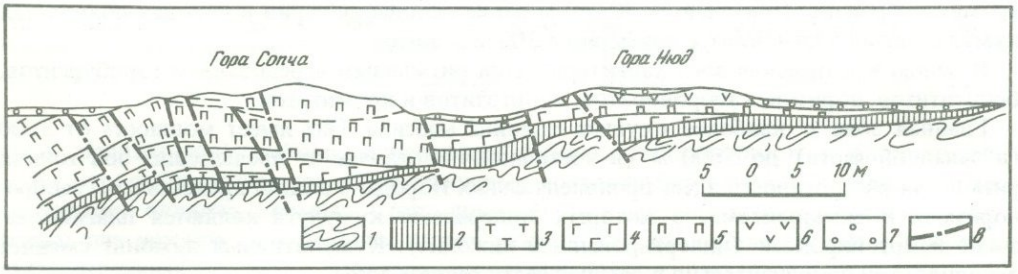


Рис. 13. Субширотный разрез через Мончегорский плутон (по Е.К.Козлову (1973) с дополнениями автора)

1 – гнейсы кольской серии; *2* – образования зоны закалки; *3–6* – зоны: *3* – перидотитов, *4* – ритмичного переслаивания гарцбургитов и бронзититов, *5* – бронзититов, *6* – норитов; *7* – четвертичные отложения; *8* – разломы

фельзитов, перекрывающих ферродиориты в районах Ботасберг и Гутес-Хоогт, дискуссионна. Одни исследователи считают их продуктами плавления кровли, другие полагают, что они, как и "красные бушвельдские граниты", являются более поздними образованиями, срезающими самые верхние горизонты Бушвельдского массива.

Общая мощность интрузива оценивается в 8–9 км. Состав его исходного расплава отвечал толеитовому базальту (см. табл. 19).

В породах массива повсеместно наблюдается убогая сульфидная вкрапленность. Как и в случае Маскокского интрузива, состав интерстициальных сульфидов обнаруживает сильную зависимость от состава кумулятивных фаз породы-хозяина (Liebenberg, 1970).

Близкими структурными аналогами Бушвельдского интрузива являются Стиллуотерский интрузив в Северной Америке (Hess, 1960; Jackson, 1961 и др.), а на территории СССР – расслоенные интрузивы восточной части Балтийского щита: Мончегорский, Панских–Федоровых Тундр, Олангской группы и др. (Шарков, 1980).

Мончегорский плутон (Кольский полуостров) расположен на Балтийском щите в пределах древнего Центрально-Кольского блока, на участке его сочленения с Печенгско-Варзугской рифтовой зоной и Беломорским мегаблоком (рис. 13). Этим определяется сложность геологической ситуации и разнообразие точек зрения на геологию и возраст интрузива.

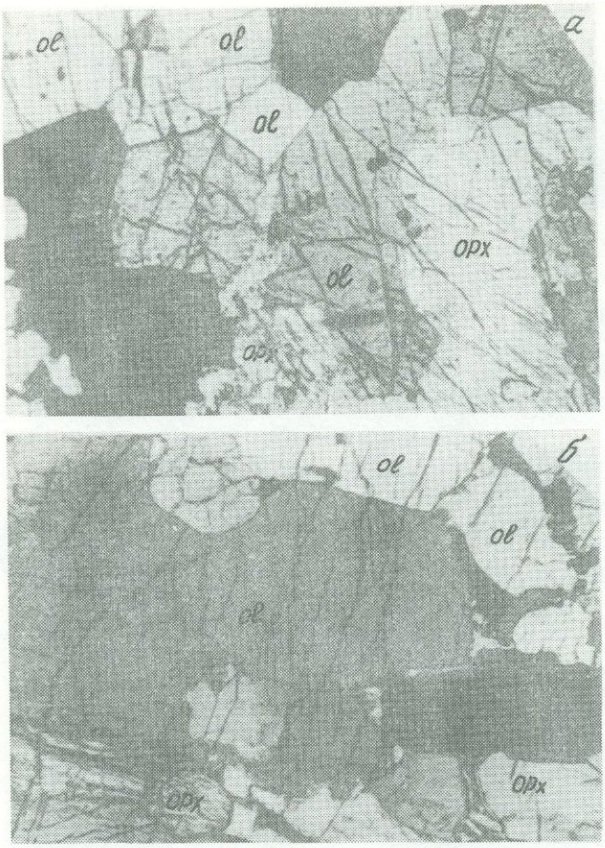


Рис. 14. Типичные структуры пород Мончегорского (*а–г*) плутона и массива (*д, е*) Главного хребта

а – дунит (оливин-шпинелевый кумулат). Увел. 27, с анализатором. Отчетливо видна коррозия зерен оливина интерстициальным ортопироксеном;

б – гранулярный гарцбургит (оливин-ортопироксеновый кумулат). Увел. 27, с анализатором;

в – бронзитит (ортопироксеновый кумулат). Увел. 20, с анализатором;

г – плагиоклазовый бронзитит (''пойкилитовый норит''). Увел. 28, с анализатором. Видно, что единственным минералом кумулуса в породе является ортопироксен;

д – габбронорит-анортозит (плагиоклазовый кумулат). Увел. 26, с анализатором;

е – троктолит (оливин-плагиоклазовый кумулат). Увел. 70, с анализатором. Виден переход интерстициального ортопироксена в образования венцовой структуры, свидетельствующий о позднемагматическом происхождении последней

Мончегорский плутон известен еще со времени исследований А.Е. Ферсмана (1920–1930 гг.). Дальнейшее его изучение связано с именами Б.М. Куплетского, В.К. Котульского, С.М. Рутштейна, С.Д. Покровского и др. Наиболее ценный вклад в понимание геологии Мончегорского плутона был сделан Н.А. Елисеевым, его учениками и сотрудниками – Е.К. Козловым, Т.Н. Ивановой, В.А. Масленниковым, Э.Н. Елисеевым и др. В результате этих работ, выполненных в конце 40-х – начале 50-х годов, были установлены главные закономерности строения интрузива и размещения в его пределах сульфидного оруденения. В конце 1960-х годов интрузив был вновь изучен Е.В. Шарковым (1980), пересмотревшим ряд традиционных представлений о его геологии и петрологии.

Плутон имеет в плане дугообразную форму при общей площади около 50 км^2. Субмеридиональная ветвь слагает горы Ниттис, Кумужья, Травяная, а субширотная – Сопча, Нюд, Поаз. Интрузив прорывает гнейсы и кристаллические сланцы, относимые к кольской серии архея. Остальные контакты с образованиями имандра-варзугской и тундровой серий (нижний протерозой), а также с расположенным к западу круп-

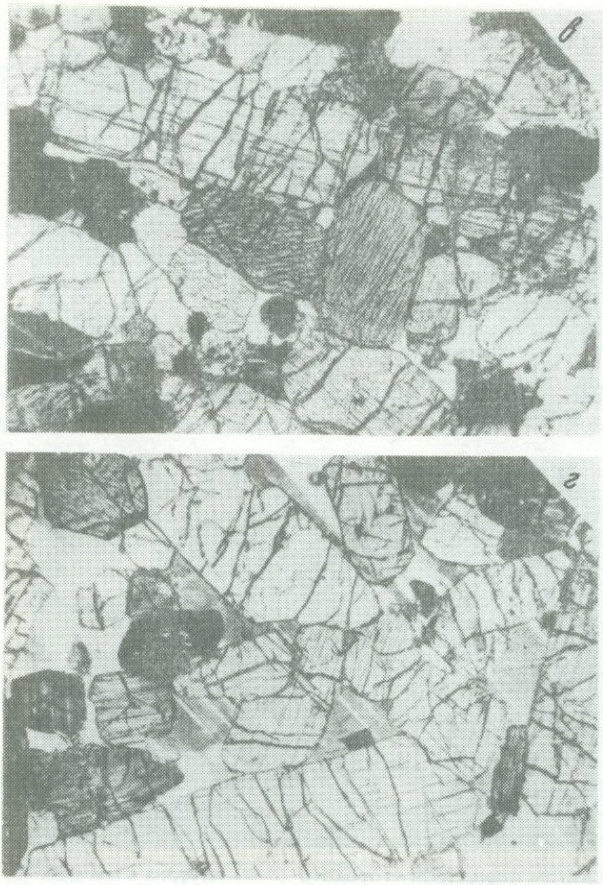


Рис. 14 (продолжение)

ным интрузивом габбронорит-анортозитов Монче–Чуна–Волчьих Тундр тектонические. Вопрос о соотношении этого массива с Мончегорским плутоном является дискуссионным. Согласно преобладающей точке зрения, оба интрузива считаются разновозрастными образованиями, однако часть исследователей, в том числе и один из авторов настоящего раздела, полагают, что Мончегорский плутон является фрагментом нижней части разреза массива Главного хребта, поднятым по взбросу, и что оба эти массива представляют собой части единого Мончетундровского интрузива типа Бушвельдского или Стиллуотерского (Шарков, 1980). В данной монографии эти массивы рассматриваются с традиционной точки зрения.

Каждая из ветвей Мончегорского плутона имеет синклиналеподобную структуру, где расслоенность под углами 5–15° падает к их осевым частям. Обе ветви, в свою очередь, полого (10–15°) наклонены в сторону контакта с массивом Главного хребта.

В вертикальном разрезе интрузива выделяются три зоны (макрослоя): 1) перидотитов; 2) пироксенитов; 3) норитов. Эти зоны залегают конформно, нигде не пересекая друг друга. Однако по отношению к контактовым поверхностям они дискордантны – расслоенность падает в том же направлении, что и контакт, но более полого (см. рис. 13). Следствием такой дискордантности является неравномерное распределение слоев внутри интрузива. Так, макрослой перидотитов локализован исключительно в осевых частях корытообразных прогибов дна, выклиниваясь к их периферии, где разрез интрузии начинается с ортопироксенитов (бронзититов). В этом отношении характерен субширотный разрез Сопча–Нюд–Поаз (см. рис. 13).

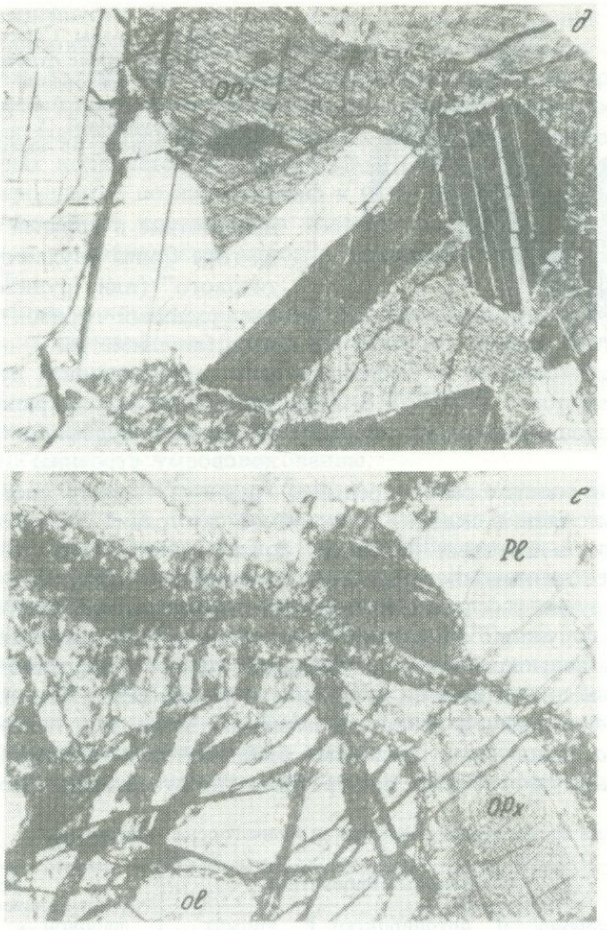


Рис. 14 (окончание)

В основании зоны перидотитов на участке гор Ниттис и Сопча прослеживается мощный (100–120 м) прослой дунитов и пойкилитовых гарцбургитов, в которых минералы кумулуса представлены оливином (Fa_{8-12}) и хромшпинелидом, часто преобразованным в магнетит. Интерстициальный материал – бронзит, обычно корродирующий оливин (рис. 14), бледно-зеленый хромдиопсид, плагиоклаз, опацитизированный коричневый биотит.

Выше него наблюдается тонкое (десятки сантиметров, метры) ритмичное переслаивание пойкилитовых гарцбургитов, "гранулярных" гарцбургитов (в отличие от пойкилитовых, в них и оливин и бронзит (Fs_{14-20}) являются кумулусными минералами) и бронзититов (кумулус – бронзит). В породах зоны отмечается убогая вкрапленность медно-никелевых сульфидов, приуроченных к интерстициям между зернами. Наиболее замечательная особенность этой части разреза – присутствие серии субвертикальных жил сплошных сульфидных руд, переходящих вверх по восстанию в габбро-пегматиты и выклинивающихся как вверх, так и вниз в пределах зоны. Общая мощность зоны достигает 700–750 м.

Зона ортопироксенитов (бронзититов) образована практически одними среднезернистыми бронзититами. Так же, как и в случае перидотитовой зоны, ее мощность уменьшается в направлении гор Нюд и Поаз. При этом породы обогащаются интерстициальным плагиоклазом (An_{60-65}), количество которого может достигать 20–30%, а также клинопироксеном (хромдиопсидом). Интересной особенностью зоны является

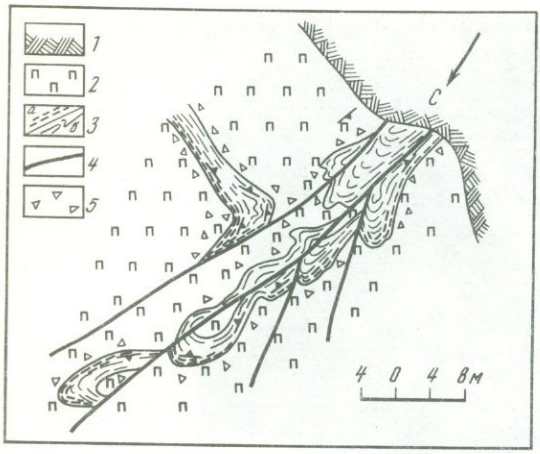


Рис. 15. Строение одного из участков "рудного" пласта горы Сопчи (Шарков, 1980)

1 – четвертичные отложения; *2* – бронзититы; *3* – образования "рудного" пласта (*а* – гарцбургиты, *б* – дуниты); *4* – разрывные нарушения; *5* – ксенолиты пород "рудного" пласта во вмещающих бронзититах

присутствие в верхней части ее разреза на горе Сопча двухметрового "перидотитового" (или "рудного") пласта. Это выдержанный горизонт тонкорасслоенных (миллиметры – первые сантиметры) гарцбургитов и дунитов, содержащих обильную вкрапленность медно-никелевых сульфидов. Этот горизонт по своему строению очень напоминает зону перидотитов в миниатюре. В пределах "рудного" пласта иногда наблюдаются участки, где породы смяты в складки сложной конфигурации и сопровождаются эруптивными брекчиями, в которых обломки более высокотемпературных перидотитов цементируются более низкотемпературными бронзититами (рис. 15). Подобные участки известны и в других расслоенных интрузивах и обычно рассматриваются как результат оползания полужидкого осадка кристаллов по дну магматической камеры.

Норитовая зона в настоящее время наблюдается только в пределах гор Нюд и Поаз. Нижняя граница зоны проводится по появлению в разрезе кумулятивного плагиоклаза (An_{78-84}). Зона образована в основном норитами (кумулус: плагиоклаз + ортопироксен–Fs_{23-27}) с единичными прослоями бронзититов и гарцбургитов. Такие прослои встречены только на горе Нюд, на горе Поаз они отсутствуют. Породы горы Поаз

Таблица 20. Химический состав пород и минералов Мончегорского интрузива

Компоненты	Оливиновый бронзитит			Бронзитит		
	валовой состав	ортопироксен	хромит	валовой состав	ортопироксен	
	1	2	3	4	5	
SiO_2	54,67	52,29	2,10	52,66	53,52	
TiO_2	0,16	0,25	0,70	0,25	0,19	
Al_2O_3	2,90	2,90	12,36	3,68	2,27	
Fe_2O_3	0,69	1,55	8,69	1,39	1,13	
FeO	8,06	10,80	17,60	8,19	7,75	
MnO	0,14	0,14	0,35	0,08	0,34	
MgO	30,12	28,85	8,27	27,60	31,09	
CaO	2,22	2,84	1,04	3,44	2,01	
Na_2O	0,25	0,05	–	0,60	0,11	
K_2O	0,12	–	–	0,47	–	
Cr_2O_3	–	–	48,25	–	0,68	
H_2O^-	–	–	–	0,28	0,33	
H_2O^+	–	–	–	–	0,24	
П.п.п.	0,97	–	–	1,70	–	
Сумма	100,30	99,60	99,36	100,31	99,88	

Примечание. P_2O_5 – 0,03 (ан. 4). Анализы 1–3, 7–11 – приведены по материалам Е.В. Шаркова; анализы 4–6 заимствованы из работы Е.К. Козлова (1973).

отличаются повышенным содержанием интерстициального клинопироксена, в связи с чем нередко описывается в качестве габброноритов. Мощность зоны не менее 600 м.

Перидотитовая, а там, где она отсутствует, бронзититовая зоны нигде непосредственно не контактируют с вмещающими породами: от последних их повсюду отделяет донная зона закаленных мелкозернистых такситовых норитов и габброноритов, мощность которых колеблется от 10 до 120 м. Она максимальна в центральных частях мульд и уменьшается по направлению к их краям. По химизму эндоконтактовые габброиды соответствуют толеитовому базальту (см. табл. 19, ан. 4). Химические составы типичных разновидностей пород и минералов Мончегорского интрузива приведены в табл. 20.

В эндоконтактовых норитах в контакте с биотитовыми гнейсами в незначительном количестве появляются кварц, микропегматит, иногда биотит, а также жилки гранофиров, что, по-видимому, свидетельствуют о частичном выплавлении кварц-полевошпатовой эвтектики из пород рамы. В контакте с кордиеритовыми гнейсами и амфиболитами контаминации не наблюдается. Вмещающие породы кольской серии в зоне контакта подвергаются ороговикованию.

Помимо пород главной интрузивной фазы, в пределах плутона отмечались небольшие пластинообразные круто- и пологопадающие тела, сложенные в основном полосчатыми и массивными микроноритами и микрогабброноритами, иногда содержащими включения (ксенолиты) своеобразных шпинель-кордиеритовых пород. Они встречаются преимущественно на западном склоне горы Нюд, формируя "критический горизонт". Т.И. Ивановой и Е.К. Козловым (Козлов, 1973) эти тела рассматривались в качестве ксенолитов кровли плутона, сложенной, по их мнению, породами имандра-варзугской серии. Детальное изучение этих образований показало, что они имеют интрузивные контакты с породами собственно Мончегорского плутона и представляют собой дополнительную интрузивную фазу интрузива.

Пегматитовый комплекс плутона представлен сегрегациями и жилами разнообраз-

Бронзитит	Норит			Габбронориты зоны закалки	
клинопироксен	валовой состав	ортопироксен	плагиоклаз		
6	7	8	9	10	11
51,43	50,30	54,33	48,22	52,31	51,72
0,33	Сл.	0, 25	Сл.	0, 45	0, 22
3,47	19,07	1,32	32,91	13,30	14,23
1,86	2,47	0,34	0,21	0,50	–
3,77	5,18	12,35	0,32	9,80	7,29
0,40	0,09	0,22	Сл.	0,19	0,17
19,04	9,97	27,89	0,24	13,42	11,65
17,88	9,76	2,35	15,35	5,76	10,43
0,46	1,49	0,15	2,33	2,13	1,75
–	0,25	0,14	0,05	0,33	0,55
1,13	–	–	–	–	–
0,32	0,12	–	–	0,02	0,06
0,29	0,89	–	–	–	–
–	–	–	0,10	1,36	1,91
100,47	99,59	99,80	100,46	99,56	99,98

ных пегматитов (от бронзитит- до норит-, габбро- и диорит-пегматитов). Нередко в осевой части зональных сегрегаций отмечается кварц-ортоклазовое ядро диаметром 10–30 см. Наблюдаются также рудно-силикатные пегматиты, где центральная часть сегрегации сложена сульфидами.

Состав главных породообразующих минералов закономерно меняется по разрезу, обогащаясь снизу вверх низкотемпературными миналами. Так, состав кумулятивного ортопироксена меняется от Fs_{14-20} в гарцбургитах до Fs_{23-27} в норитах, причем аналогичные изменения претерпевает состав этого минерала и в породах нижней краевой группы, только при движении сверху вниз по разрезу. По более сложному закону меняется состав плагиоклаза. Он является кумулятивной фазой только в норитах, где имеет состав An_{78-84}. В породах других зон плагиоклаз входит в состав интеркумулуса и характеризуется более низкой основностью (An_{42-62} в гарцбургитах и бронзититах).

Таким образом, если не учитывать структурное положение минералов, то получается, что скрытая расслоенность по разным минералам ориентирована в разном направлении. Причины этого явления связаны с особенностями формирования кумулусных и интеркумулусных фаз и специально рассмотрены в работе одного из авторов (Шарков, 1980).

Морфологические особенности Мончегорского плутона: автономная внутренняя структура интрузива, прекрасно сохранившиеся первичные структуры и текстуры пород, тонкая ритмичная расслоенность и др. свидетельствуют о его формировании в условиях жесткой рамы при растяжении. Из этого следует, что формирование интрузива, по-видимому, было связано с предрифтовой стадией развития Печенгско-Варзугской зоны. После этого интрузив вовлекался в процессы деформаций и метаморфизма, связанные с развитием зоны Лапландского глубинного разлома, в результате чего он был расчленен на блоки, рассланцованные и метаморфизованные по краям (Прияткина, Шарков, 1979).

ИНТРУЗИВЫ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ПОВЫШЕННОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ (СУБЩЕЛОЧНЫЕ)

Расслоенные интрузивы основных и ультраосновных пород повышенной щелочности подразделяются на две группы: 1) субщелочных габброидов (без сиенитов); 2) сиенит-габбровые.

Интрузивы субщелочных габброидов. *Дубровский массив* (Северный Казахстан) расположен в краевой части Кокчетавской глыбы – крупного срединного массива каледонской Казахстанской складчатой области (Михайлов и др., 1971; Шарков, 1983_1). Он представляет интерес как возможный интрузивный аналог спилитов.

Дубровский интрузив прорывает толщу измененных порфировых базальтов и их туфов, условно относимых к венду–нижнему кембрию. Интрузив имеет синклиналеподобную форму, погружаясь под умеренными углами в северо-западном направлении. Строение нижней части интрузива иллюстрируется разрезом скв. 2004 (рис. 16). В его нижней части преобладают перидотиты (верлиты), которые путем тонкого ритмичного переслаивания сменяются клинопироксенитами. В придонной части интрузива наблюдается переход от верлитов через клинопироксениты к сильно измененным мелкозернистым эндоконтактовым габброидам, очевидно, представляющим собой зону закалки.

В средних и особенно верхних частях разреза интрузива преобладают альбитизированные габбро, в том числе роговообманковые, переслаивающиеся с клинопироксенитами (см. рис. 16, скв. 2002). Мощность интрузива, по-видимому, не менее 2–3 км.

Петрографическое изучение пород показало наличие в них четко выраженных кумулятивных структур. В перидотитах минералами кумулуса являются оливин (Fa_{15-20}), чаще оливин и розоватый титанавгит. Интеркумулус образован коричневым или красно-

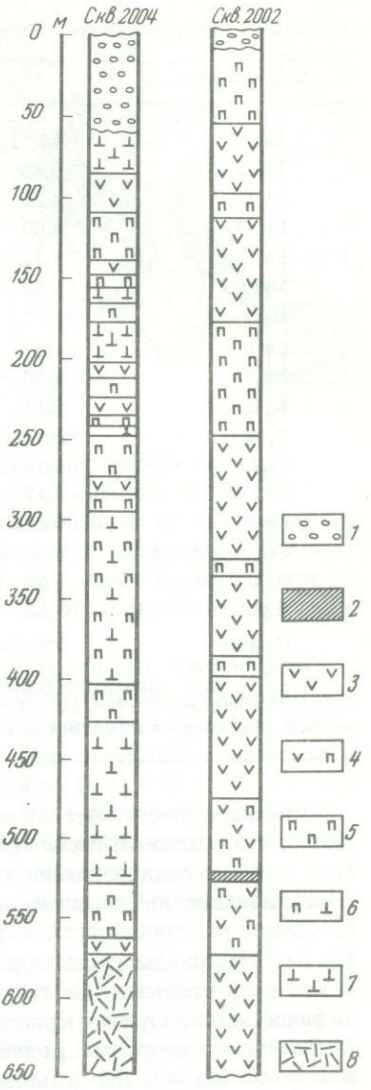


Рис. 16. Геологические разрезы по скв. 2002 и 2004 Дубровского интрузива

1 – рыхлые отложения мезозоя–кайнозоя; *2* – горнблендиты; *3* – спилитизированное габбро; *4* – ритмичное переслаивание спилитизированных габбро и клинопироксенитов; *5* – клинопироксениты; *6* – ритмичное переслаивание клинопироксенитов и верлитов; *7* – серпентинизированные верлиты и роговообманковые перидотиты; *8* – вмещающие метабазальты и их туфы

коричневым керсутитом и красно-коричневым биотитом, альбитизированным плагиоклазом, а также сульфидами – халькопиритом и пирротином. При увеличении количества интерстициальных роговой обманки и биотита породы переходят в роговообманковые перидотиты. Оливин обычно серпентинизирован, а биотит – хлоритизирован. Клинопироксен и роговая обманка подвержены изменениям в меньшей степени, замещаясь волокнистым актинолитом и хлоритом.

В пироксенитах кумулятивной фазой является титанавгит, а в составе интеркумулуса наряду с перечисленными минералами иногда появляются апатит и титаномагнетит. В альбитизированных габбро кумулус представлен альбитизированным плагиоклазом, титанавгитом, апатитом, иногда титаномагнетитом и ильменитом. Для плагиоклаза характерны лейстовидная форма и наличие большого количества мелких выделений эпидота и карбоната. Биотит обычно разлагается с образованием сагенитовой решетки, образованной игольчатыми кристаллами рутила, и возникновением мелких зерен титанита и хлорита. В значительных количествах появляются новообразованные кристаллы пирита, часто ассоциирующего с халькопиритом.

В роговообманковых габбро наряду с альбитизированным плагиоклазом и апатитом кумулятивной фазой становится керсутит. Иногда в качестве кумулятивных фаз здесь отмечаются титанавгит и даже биотит. Недостаточно ясным в этом ряду представляется положение горнблендитов (керсутит + апатит) и роговообманковых пироксенитов (керсутит + титанавгит + апатит), приуроченных к верхней части разреза интрузива.

Для интрузива характерны широко развитый жильный комплекс – многочисленные тела альбитизированных микрогаббро с габброофитовой структурой, спессартитов, керсантитов, а также карбонатные, кварц-карбонатные, кварц-альбитовые, кварцевые, хлоритовые и другие жилы.

Подводя итог характеристике Дубровского интрузива, следует подчеркнуть ряд его важных специфических особенностей. Прежде всего это почти полная альбитизация плагиоклаза габброидов, сопровождаемая актинолитизацией и хлоритизацией темноцветных минералов, а также сильной карбонатизацией пород интрузива и вмещающих его образований. Характерно при этом практически полное сохранение первично-магматических структур и текстур. Как известно, именно такой характер изменений характерен для спилитов – альбитизированных базальтов ранних стадий развития складчатых областей и некоторых рифтов (см. главы 1 и 3).

Таблица 21. Химический состав пород Дубровского интрузива

Компоненты	1	2	3	4
SiO_2	44,77	44,90	45,59	49,65
TiO_2	0,85	3,32	2,54	1,57
Al_2O_3	4,27	16,39	12,55	16,00
Fe_2O_3	4,00	6,17	4,54	3,85
FeO	5,39	6,70	6,36	6,08
MnO	0,08	0,12	0,11	0,15
MgO	19,72	5,25	10,06	5,10
CaO	16,20	8,76	11,24	6,62
Na_2O	0,30	4,52	3,12	4,29
K_2O	0,13	1,00	0,72	1,28
P_2O_5	Не опр.	0,30	0,20	0,26
Cr_2O_3	0,19	–	–	–
NiO	0,17	–	–	–
CoO	0,006	–	–	–
CO_2	–	–	–	1,63
H_2O^-	0,51	0,20	–	–
П.п.п.	3,84	2,18	2,77	3,49
Сумма	100,06	99,87	100,00	100,00

1 – слабо серпентинизированный верлит (Шарков, 1983_1); 2 – альбитизированное габбро (Шарков, 1983_1); 3 – состав предполагаемого исходного расплава (Шарков, 1983_1); 4 – среднее для спилита (Spilites . . . , 1974).

Типичные химические анализы пород этого интрузива приведены в табл. 21. Из нее видно, что исходный расплав массива отвечал субщелочному базальту. Это подтверждается результатами изучения геохимических особенностей пород, для которых характерны повышенные концентрации Ti, P, V, Cu, Sc, Zr, отмечающиеся во всех без исключения разновидностях пород. В перидотитах наблюдается повышение содержаний Ni, Co. Габброиды характеризуются высокими содержаниями P, Y, Ba, Ga, V, Sr, Zr, в 2–4 раза превышающими кларковые для базитов нормальной щелочности, что специфично для продуктов кристаллизации субщелочных базальтов.

Патынский интрузив расположен в пределах одноименного антиклинория каледонид в Горной Шории (Богатиков, 1966). Его возрастное положение дискуссионно. Ряд геологов включают его в состав единой раннепалеозойской габбро-сиенитовой формации центральной части Алтае-Саянской складчатой области, однако О.А. Богатиков (1979) на основании радиологических датировок полагает его верхнедевонским, формировавшимся в субплатформенных условиях.

Патынский интрузив представляет собой округлое в плане тело площадью около 50 км^2, сложенное породами основного ряда (рис. 17). Несмотря на отсутствие в данном эрозионном срезе собственно сиенитов, он благодаря значительному сходству базитов с аналогичными породами сиенит-габбровых интрузий должен быть отнесен именно к этому типу образований. Интрузив сложен серией пород от ультрамафитов до анортозитов, связанных между собой промежуточными разновидностями и зонами ритмичного переслаивания. Главные породообразующие минералы – плагиоклаз, оливин, клинопироксен (титанавгит), титаномагнетит[1], апатит. Именно эти минералы встречаются в качестве кумулусных фаз. На долю остальных минералов (первичная

[1] Наряду с собственно титаномагнетитом в состав этой рудной фазы входят также ильменит и ульвошпинель, образованные, вероятно, при распаде твердого раствора некогда единой титан-железистой шпинелевой фазы.

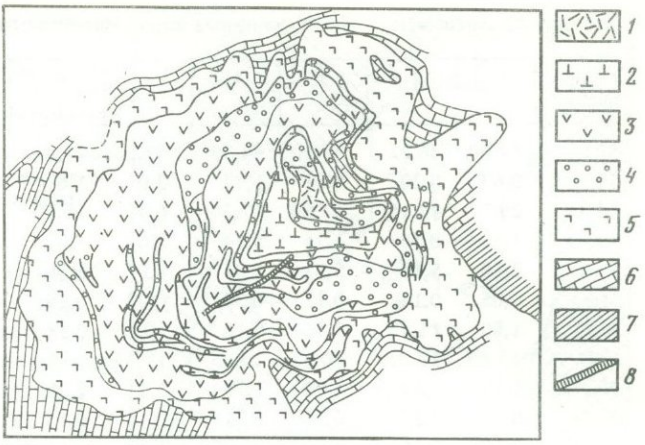


Рис. 17. Схематическая карта Патынского массива (Богатиков, 1979)

1 – габбро-пироксениты; *2* – феррогаббро с прослоями нормального габбро; *3* – нормальные габбро; *4* – оливиновые габбро и форелленштейны; *5* – грубозернистые габбро; *6* – известняки; *7* – кварциты; *8* – дайка оливинового габбро

бурая роговая обманка, биотит, сульфиды) обычно приходится не более 5–6% объема пород, они встречаются в интерстициях между зернами.

Как и подавляющее большинство расслоенных интрузивов, Патынский интрузив в поперечном разрезе имеет воронкоподобную форму и автономную чашеобразную внутреннюю структуру. Периферические его части сложены такситовыми крупнозернистыми габбро, в которых близ контакта часто отмечаются мелкозернистые разновидности ("беербахиты"), вероятно, представляющие собой зону закалки интрузии. Их химизм отвечает субщелочному базальту. Химические составы типичных пород интрузива приведены в табл. 22, а в табл. 23 отражены составы клинопироксенов.

Внутренняя часть плутона характеризуется четко выраженной ритмичной расслоенностью. Ритмы в разрезе имеют следующее строение: лейкотроктолит (минералы кумулуса: Pl + Ol) → оливиновое габбро (Pl + Ol + Cpx) → габбро (Pl + Cpx ± Ap). В нижней части разреза интрузива в основании ритмов нередко отмечаются анортозиты (Pl), а в верхней – разрез ритмов заканчивается феррогаббро (Cpx + Pl + ti-Mt ± Ol ± ± Ap), которые в этой части интрузива преобладают. Среди них наблюдаются маломощные прослои рудных пироксенитов (Cpx ± Ol + ti-Mt + Ap) и линзы сплошных титаномагнетитовых руд. На самых верхних гипсометрических уровнях встречены своеобразные пегматоидные габбро (Pl + Cpx ± Ol), возможно, являющиеся останцами верхней краевой группы интрузивов.

Сиенит-габбровые интрузивы. Наиболее широко сиенит-габбровые интрузивы распространены в Алтае-Саянской складчатой области. Они представлены дискордантными воронкоподобными телами. Формирование интрузивов часто происходило в несколько фаз, причем ранние фазы образованы различными габброидами, а поздние – сиенитами. Реже это однофазные интрузивы, где габбро и сиениты связаны постепенными переходами. Примерами интрузивов являются массивы горы Большая Куль-Тайга и Кизирский, рассмотренные ниже.

Интрузив горы Большая Куль-Тайга залегает среди осадочно-метаморфической серии, представленной в основном мраморизованными известняками. Среди пород интрузива можно выделить две контрастные серии – габброидов и сиенитов (Богатиков, 1966). Габбро-сиенитовый массив занимает площадь около 40 км^2 и имеет овальную, слегка вытянутую в меридиональном направлении форму. В современном эрозионном срезе сиениты, образующие вторую интрузивную фазу, занимают несколько больше половины обнаженной площади массива.

Габброидная (южная) часть интрузива имеет в плане серповидную форму. Габброиды сильно дифференцированы; в них развиты плоскопараллельные текстуры (трахитоидность, расслоенность), которые падают к центру интрузива под углами 40–50°. Сопоставление ориентировки этих структур на площади габброидной части интрузива позволяет говорить о его лополитообразной или брахисинклинальной форме (рис. 18).

Породы габброидной серии можно подразделить на пять групп: 1) мелкозернистые контактовые габбро мощностью около 50 м, занимающие периферическую часть тела

Таблица 22. Химический состав основных пород Патынского и Кизирского интрузивов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	48,00	46,22	47,50	44,39	47,66	47,50	51,16	52,40	51,76	44,90	43,02
TiO_2	0,63	0,20	0,31	1,78	2,05	1,63	1,45	0,51	1,00	1,93	2,72
Al_2O_3	29,13	22,15	43,09	17,24	6,46	16,90	24,44	23,61	20,02	18,04	17,43
Fe_2O_3	1,58	0,76	1,26	5,24	2,66	3,01	1,04	1,16	1,21	3,59	3,90
FeO	2,89	5,16	5,91	5,81	8,07	6,30	3,48	2,37	3,52	9,06	9,11
MnO	0,05	0,14	0,12	0,35	0,23	0,15	0,17	0,00	0,10	0,19	0,17
MgO	1,30	11,33	8,76	8,16	10,77	7,54	2,91	2,64	4,29	7,48	6,79
CaO	13,80	12,03	10,65	13,65	19,03	13,55	7,13	12,87	13,07	10,48	12,76
Na_2O	1,80	1,42	1,88	1,59	1,21	2,38	5,25	3,68	3,85	2,41	2,48
K_2O	0,40	0,50	0,76	0,71	0,15	0,17	1,15	0,21	0,30	0,51	0,38
H_2O^-	0,18	0,10	0,02	–	1,43	1,09	1,34	0,92	0,71	0,91	0,72
H_2O^+	0,50	0,07	0,30	–	0,24		0,11				
P_2O_5	–	Сл.	0,10	0,41	Сл.	–	0,21	0,06	–	0,50	0,12
Сумма	100,26	100,08	100,66	100,00	100,02	100,22	99,85	100,46	99,83	100,00	99,45

1–6 – Патынский интрузив: 1 – анортозит, 2 – лейкократовый троктолит, 3 – оливиновое лейкогаббро, 4 – среднее для габброидов, 5 – клинопироксенит, 6 – эндоконтактовое габбро ("беербахит"); 7–11 – Кизирский интрузив: 7,8 – анортозиты, 9 – лейкогаббро (габбро-анортозит), 10 – среднее для габброидов, 11 – средний состав эндоконтактовых пород.

Примечнание. Ан. 1–4, 6–10 – по О.А. Богатикову (1979), 5 – по Д.М. Орлову (1975), 11 – по Е.В. Шаркову (1983_1).

Таблица 23. Химический состав клинопироксенов из пород Кизирского и Патынского интрузивов (Богатиков, 1979)

Компоненты	Кизирский интрузив				Патынский интрузив			
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	48,60	50,05	50,20	51,25	46,66	47,89	49,35	45,55
TiO_2	1,68	1,15	1,17	0,88	2,69	1,75	1,05	3,96
Al_2O_3	3,66	4,24	3,58	1,81	6,93	7,78	5,19	10,66
Fe_2O_3	1,61	2,60	2,73	3,47	3,15	3,57	3,17	5,25
FeO	6,89	5,26	5,30	8,15	6,29	5,21	4,32	8,46
MnO	0,26	0,22	0,26	0,57	0,18	0,23	0,12	0,19
MgO	14,68	14,71	14,49	13,64	10,58	11,12	14,33	6,41
CaO	20,95	20,11	20,26	18,74	21,42	21,57	20,57	21,49
Na_2O	0,75	0,70	0,74	0,80	0,73	0,67	0,61	0,89
K_2O	0,04	0,06	0,06	0,13	0,11	0,08	0,06	0,13
H_2O^+	Нет	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,66	0,51	Не опр.	Не опр.
H_2O^-	0,50	0,15	0,15	0,25	Не обн.	Не обн.	0,20	0,35
П.п.п.	Не опр.	0,60	0,70	0,55	Не опр.	Не опр.	0,75	0,59
Сумма	99,62	99,85	99,64	100,24	99,40	99,38	99,72	99,93

1 – габбро; 2 – оливиновое лейкогаббро; 3 – феррогаббро; 4 – оливиновое габбро; 5 – анортозит; 6 – оливиновое габбро; 7 – феррогаббро; 8 – лейкогаббро.

габброидов на контакте с вмещающими породами; 2) расслоенные и массивные габбро с прослоями анортозитов, которые тесно связаны с контактной фацией габбро и постепенно в них переходят; расслоенность в габбро, по-видимому, повторяет общую конфигурацию интрузива; 3) грубозернистые и пегматоидные такситовые габбро, которые в виде согласных мощных прослоев и линз залегают в расслоенных и массив-

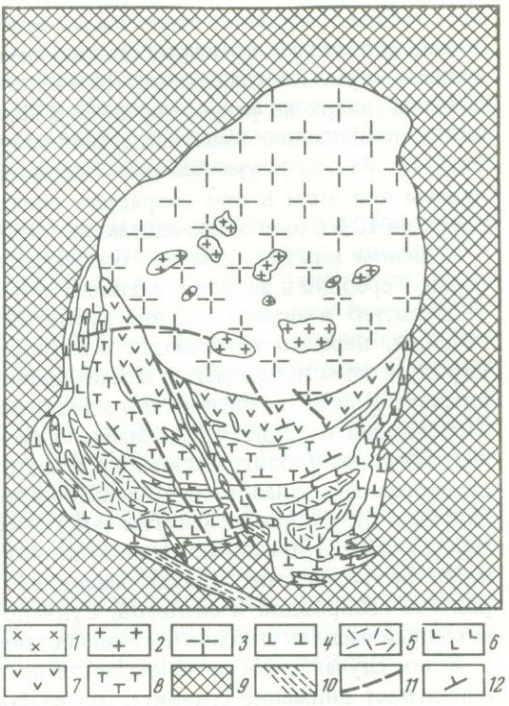


Рис. 18. Схематическая карта массива Большая Куль-Тайга (Богатиков, 1979)

1 – дайки кислых пород; *2* – граносиенит-порфиры; *3* – щелочные сиениты; *4* – мелкозернистые габбро; *5–7* – габбро: *5* – пегматоидные, *6* – массивные, *7* – трахитоидные; *8* – оливиновые и безоливиновые феррогаббро; *9* – известняки и доломиты; *10* – кварциты; *11* – разрывные нарушения; *12* – элементы залегания трахитоидности и полосчатости

ных габбро; 4) трахитоидные и расслоенные оливиновые и безоливиновые габбро и феррогаббро, залегающие в центральной части габброидного тела; здесь, так же как и в Патынском интрузиве, отмечается закономерное чередование оливиновых и безоливиновых прослоев; 5) трахитоидные безрудные габброиды и анортозиты, в которые переходят феррогаббро.

В северной части габброиды прорваны мощным телом сиенитов и на контакте с последними осветлены и амфиболизированы. Мощность измененной зоны около 6–10 м.

Преобладающими породами габброидной серии интрузива горы Большая Куль-Тайга, как и в случае Патынского массива, являются нормальные мезократовые габбро и оливиновые габбро, имеющие обычно четко выраженную трахитоидную текстуру. Эти породы слагают около 75–80% площади выходов основных пород. Среди трахитоидных габбро встречаются участки анортозитового и меланократового состава – феррогаббро, рудные пироксениты с апатитом (косьвиты, казанскиты) и др.

Кизирский интрузив (Богатиков, 1966, 1979; Дифференцированные..., 1974) в современном эрозионном срезе имеет овальную форму. Его площадь около 70 км^2. Он прорывает метаморфизованные раннекембрийские образования, которые в виде ксенолитов насыщают его краевые зоны. Южная часть массива прорвана гранитами. В пределах интрузива отмечаются два штокообразных тела сиенитов в центре и серповидное (в плане) – в восточной части плутона. Это тело залегает согласно с расслоенностью интрузива, и трахитоидность в нем ориентирована так же, как и во вмещающих габброидах. Судя по радиологическим данным, формирование массива происходило в силуре после завершения геосинклинального этапа развития региона в спокойной тектонической обстановке (Богатиков, 1979).

Интрузив имеет чашеобразную внутреннюю структуру, причем расслоенность в центральной части интрузии расположена горизонтально. В вертикальном разрезе интрузив расчленяется на три серии, или мегаритма. Породы нижней серии образуют внешнее кольцо интрузива. Преобладающей разновидностью здесь является мезократовое габбро, в зоне эндоконтакта обогащенное биотитом и характеризующееся пониженной основностью плагиоклаза. Породы средней серии в целом лейкократовые и отличаются прекрасно выраженной расслоенностью с ритмичным чередованием анортозитов (кумулус: Pl-лабрадор), троктолитов (Pl + Ol), оливиновых габбро (Ol + Pl + ti-Aug), габбро (Pl + ti-Aug), иногда верлитов (Ol + ti-Aug) и клинопироксенитов. Интеркумулус образован коричневой (керсутит) или зелено-бурой роговой обманкой, иногда, по-видимому, являющейся кумулятивной фазой, а также коричневым биотитом, ильменитом, титаномагнетитом. В средней – верхней части разреза серии отмечаются прослои сравнительно меланократовых оливиновых габбро и рудных пироксенитов (казанскитов), в которых титаномагнетит и апатит встречаются уже в качестве минералов куму-

луса. Однако наиболее характерны эти породы для верхней зоны мощностью около 1 км, сложенной преимущественно мезо-меланократовыми разновидностями пород, среди которых иногда отмечаются и рудные перидотиты.

Снизу вверх по разрезу средней и верхней серий довольно четко намечается тенденция к повышению железистости темноцветных минералов, в частности оливина (от Fa_{22} до Fa_{76}), и уменьшению основности плагиоклаза (от An_{60-75} до An_{30-40}), причем при этом в нем возрастает содержание ортоклазового минала от 2–3 в лабрадорах до 12% в олигоклаз-андезинах (Орлов, 1975).

В целом нижняя зона по особенностям своего строения приближается к краевой серии, а средняя и верхняя – близки к центральной серии.

Характер взаимоотношений сиенитов и основных пород двойственный. С одной стороны, нередко отмечаются секущие контакты между сиенитами и габброидами. Наряду с этим наблюдаются и совершенно согласные контакты, как, например, в случае нижнего контакта линзовидного тела, прослеженного на 1,5 км. Здесь между габбро и сиенитами находится сравнительно маломощная переходная зона, сложенная титаномагнетитовыми олигоклазовыми и анортоклазовыми субщелочными габброидами – своеобразными аналогами гавайитов и муджеритов. Породообразующие минералы при переходе от габбро к сиенитам закономерно меняются по составу, причем парагенезис пород остается прежним: оливин, клинопироксен (см. табл. 23), анортоклаз, плагиоклаз, титаномагнетит, апатит, амфибол. Эти данные свидетельствуют о генетическом родстве габброидов и сиенитов. Судя по химическому составу пород (см. табл. 22), исходный расплав массива отвечал составу субщелочного базальта.

В тех случаях, когда наблюдается постепенный переход от габброидов к сиенитам, привлекает внимание сравнительно слабое развитие промежуточных разновидностей – олигоклазовых и анортоклазовых субщелочных габбро. Фактически здесь имеет место бимодальная интрузивная серия, где, с одной стороны, развиты оливинсодержащие и безоливиновые габбро и лейкогаббро, по-видимому, представляющие собой интрузивные аналоги субщелочных оливиновых базальтов и лейкобазальтов, а с другой – сиениты (аналоги трахитов). В целом картина очень напоминает бимодальные серии субщелочных вулканических пород типа развитых в континентальных рифтовых областях и на океанских островах (см. главы 1 и 5). Из этого следует, что явление бимодальности (по крайней мере в рассматриваемых случаях), вероятно, не связано с какими-то случайностями вулканического процесса, а имеет более глубокую физико-химическую природу.

ИНТРУЗИВЫ ЩЕЛОЧНЫХ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД (ЩЕЛОЧНО-ГАББРОВЫЕ)

Наиболее известными примерами подобных интрузивов являются Гремяха-Вырмесский и Елетьозерский интрузивы на Балтийском щите, связанные с эпохой раннесвекофенского (~1900 млн. лет) рифтообразования в регионе.

Интрузив Гремяха-Вырмес (Кольский полуостров) прорывает глубоко метаморфизованные образования кольской серии архея. Наиболее полные сведения о нем приведены в работе А.А. Полканова и др. (1967). Согласно представлениям этих исследователей, интрузив формировался в три этапа, что привело к появлению трех комплексов пород: 1) перидотит-пироксенит-габбро-анортозитов и субщелочных габбро; 2) нефелиновых сиенитов; 3) щелочных сиенитов – щелочных гранитов. Включение последнего комплекса в состав массива дискуссионно; многие петрологи, в том числе и авторы, рассматривают его в качестве самостоятельного, более позднего интрузива. Поэтому ниже под массивом Гремяха-Вырмес будут пониматься только два первых комплекса, выделенных А.А. Полкановым и Н.А. Елисеевым, занимающих площадь около 60 км^2.

Породы первого комплекса (90% площади массива) слагают линзообразное тело, вытянутое в меридиональном направлении, с падением расслоенности на запад–юго-

запад под углами 40–60°. В контакте с архейскими гнейсами отмечается полоса эндоконтактовых габброидов мощностью до 500 м. Внешняя часть этой полосы образована мелкозернистыми габбро и габброноритами, которые снизу вверх постепенно сменяются крупно- и гигантозернистыми разновидностями. Между мелко- и крупнозернистыми породами часто наблюдаются прослои оруденелых габбро и оливиновых габбро с обильной вкрапленностью титаномагнетита, а также прослои клинопироксенитов и меланократовых троктолитов.

Выше эндоконтактовой зоны развита расслоенная серия, образованная ритмичным чередованием оливинитов, перидотитов (верлитов), клинопироксенитов, оливиновых габбро, габбро, троктолитов, анортозитов и олигоклазовых габбро (акеритов). Мощность отдельных прослоев колеблется от нескольких сантиметров до десятков метров. Преобладающей разновидностью пород в восточной части интрузива являются габбро и анортозиты, на долю которых приходится 2/3 разреза этой части интрузива. В нижней части разреза преобладают ультраосновные породы (оливиниты, перидотиты), а в верхней – появляются субщелочные олигоклазовые габбро (акериты). Среди габброидов восточнее оз. Вырмес отмечаются прослои щелочных пород (щелочные пироксениты – эгириниты, мельтейгиты, ийолит-уртиты и тералиты).

Породы массива имеют типичные кумулятивные структуры. В оливинитах единственным минералом кумулуса является оливин (Fa_{25-30}), а интерстициальный материал представлен авгитом, плагиоклазом (An_{40-50}), керсутитом и титаномагнетитом (± пирротин, реже халькопирит). Оливиниты верхних частей разреза, особенно в западной части интрузива, в качестве кумулятивных фаз содержат высокожелезистый оливин (Fa_{60-90}) и апатит. Интеркумулус – андезин-олигоклаз, титаномагнетит, керсутит, биотит.

В перидотитах, помимо оливина (Fa_{30-50}), к минералам кумулуса относятся клинопироксен и апатит. Интеркумулус образован рудными минералами (титаномагнетит, иногда пирротин, халькопирит, редко пентландит), керсутитом, красно-коричневым биотитом, плагиоклазом An_{30-50}. В нижних частях разреза восточной части плутона оливин и клинопироксен наиболее магнезиальны, причем последний представлен бледно-зеленым диопсид-авгитом, который вверх по разрезу постепенно сменяется бледно-фиолетовым титанавгитом. В клинопироксенитах кумулус – обычно титанавгит, редко эгирин-диопсид. Количество титаномагнетита в перидотитах и пироксенитах особенно средних и верхних частей разреза интрузива нередко достигает 20–30%.

Плагиоклаз An_{40-63} в качестве минерала-кумулуса появляется только в оливиновых габбро и троктолитах. Другими кумулятивными фазами здесь являются оливин Fa_{27-41}, титанавгит, апатит, иногда титаномагнетит. В габбро оливин отсутствует, а в анортозитах и лейкогаббро часто единственной кумулятивной фазой является An_{35-45} или апатит; интерстициальный материал – клинопироксен, керсутит, титаномагнетит. В олигоклазовых габбро минералами кумулуса являются титанавгит, антипертитовый олигоклаз An_{12-22}, апатит ± оливин. Интерстициальный материал – ортоклаз, керсутит, апатит и титаномагнетит. Промежуточная разновидность между акеритами и габброидами представлена габбро с плагиоклазом An_{20-22}, редко до An_{38}.

В западной части плутона сохраняется ритмический характер переслаивания тех же разновидностей пород, к которым добавляются ортоклазовые габбро – пуласкиты (кумулус – ортоклаз, плагиоклаз № 8–12, эгирин-диопсид, титаномагнетит; интеркумулус – апатит, биотит, щелочной амфибол, иногда нефелин). Главные типы пород – лейкогаббро (габбро-анортозиты), олигоклазовые габбро (акериты); ультрабазиты (гортонолититы, верлиты), клинопироксениты составляют около 4% общего объема и приурочены к висячему боку интрузива. Для пород характерны низкая основность плагиоклаза (обычно олигоклаз) и высокая железистость темноцветных минералов (оливин Fa_{60-90}, клинопироксен – до 70% ферросилитового минала).

Общая мощность интрузива, согласно А.А. Полканову и др. (1967), составляет около 5000 м.

Таблица 24. Химический состав пород Гремяха-Вырмесского интрузива (Полканов и др., 1967)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	43,15	45,09	49,47	54,24	48,47	50,22	53,44	57,43	46,80
TiO_2	3,15	1,63	2,85	1,06	2,62	2,26	1,75	1,22	2,24
Al_2O_3	13,34	11,67	17,61	23,86	14,08	14,73	16,00	15,43	14,82
Fe_2O_3	9,14	5,76	1,95	0,82	6,68	4,44	4,27	2,51	7,62
FeO	9,40	9,95	5,55	3,23	9,96	10,83	10,14	6,43	7,88
MnO	0,17	0,22	0,10	0,06	0,03	0,19	0,20	0,13	0,17
MgO	8,32	12,28	4,63	1,66	3,03	1,65	1,01	1,30	5,37
CaO	10,10	10,45	9,53	7,82	7,54	7,05	4,14	3,82	10,05
Na_2O	2,70	1,61	5,90	5,43	5,05	4,78	3,84	6,38	3,75
K_2O	0,51	0,09	1,01	0,73	0,63	1,38	3,25	3,80	0,71
P_2O_5	–	0,10	0,08	0,78	–	1,11	–	–	0,05
V_2O_5	0,21	0,07	–	–	–	–	–	–	–
H_2O^+	–	0,21	0,13	0,21	0,18	0,47	0,36	0,93	–
H_2O^-	0,50	0,31	0,21	0,48	0,48	0,80	1,65	0,07	0,36
Сумма	99,98	99,66	100,62	99,88	99,70	99,69	100,05	99,91	100,00

1 – оливиновое габбро; 2, 3 – габбро; 4 – анортозит; 5 – олигоклазовое габбро; 6 – гортонолитовое олигоклазовое габбро (акерит); 7 – ортоклазовое габбро (пуласкит); 8 – нефелинсодержащий монцонит; 9 – эндоконтактовое габбро.

Примечание. V_2O_5 – 0,14% (ан. 9).

Так же как и для других расслоенных интрузивов, для интрузива Гремяха-Вырмес характерно закономерное изменение химизма минералов снизу вверх по разрезу (скрытая расслоенность). Особенно четко это видно на примере оливина, состав которого в восточной части интрузива снизу вверх меняется от Fa_{18-30} до Fa_{55-90}. В западной части интрузива, судя по единичным наблюдениям, железистость оливина возрастает с запада на восток (Шарков, 1980).

Щелочные породы локализованы в основном в центральной части массива, образуя, по мнению многих исследователей, самостоятельный более поздний "комплекс-плутон". Как и предыдущий, он характеризуется широким развитием расслоенных текстур. Близ контакта с габброидами устанавливается переслаивание меланократовых акеритов и пуласкитов с тералитами (кумулус: олигоклаз + эгирин-диопсид + нефелин + апатит ± ± титаномагнетит), ийолит-уртитами и фойяитами (ювитами). Нередко в качестве кумулятивных фаз в этих породах присутствуют керсутит и густо окрашенный красно-коричневый биотит в виде широких пластинок. В центральной части комплекса щелочных пород ритмичная расслоенность характеризуется переслаиванием ийолит-уртитов, фойяитов, луявритов. Редкими разновидностями пород здесь являются щелочные пироксениты, щелочные сиениты и их гастингситовые и меланитовые разновидности. Химический состав пород отражен в табл. 24.

Ритмичное чередование основных и щелочных пород, тенденция к снижению температуры формирования пород в направлении "щелочного ядра" линзовидного массива, общий характер направленности изменения парагенезисов минералов, очевидно, свидетельствуют о том, что щелочные породы представляют собой наиболее низкотемпературные фракционаты изученного интрузива типа "сэндвичева" горизонта в Скергаардском интрузиве.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВОВ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Как уже указывалось, среди интрузивов основных и ультраосновных пород выделяются две группы, одна из которых связана общностью происхождения с базальтами нормальной щелочности, а вторая – с субщелочными базальтами. Массивы этих групп существенно различаются по петрогеохимическим характеристикам. Особая сложность при их изучении связана с наличием широкого спектра разнообразных пород, в том числе и анхимономинеральных типа оливинитов, пироксенитов и анортозитов, состав которых сильно отличается от состава исходных расплавов. Такое разнообразие пород, хотя и связанных единством происхождения, очень затрудняет их сопоставление и в большинстве случаев позволяет говорить только об общих тенденциях в эволюции вещественного состава.

Эти тенденции в обоих случаях одинаковы – распределение элементов в породах отражает влияние двух факторов – эволюции состава минералов и изменения их количественных соотношений, причем второй фактор доминирует. Так, например, в Кизир-

Таблица 25. Средний химический состав главных разновидностей пород Скергаардского интрузива (Wager, Mitchel, 1951)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	47,92	41,27	46,37	46,90	44,81	41,13	52,13	58,81	75,03
TiO_2	1,40	1,54	0,79	2,61	2,55	2,48	1,14	1,26	0,31
Al_2O_3	18,87	8,71	16,82	16,55	13,96	17,88	15,87	12,02	13,17
Fe_2O_3	1,18	2,69	1,52	2,96	3,75	4,05	5,61	5,77	1,56
FeO	8,65	10,52	10,44	12,18	16,66	26,63	11,17	9,38	0,58
MgO	7,82	27,09	9,61	5,80	5,54	0,25	1,11	0,72	0,15
CaO	10,46	6,59	11,29	9,67	8,53	10,03	5,80	5,03	0,69
Na_2O	2,44	0,69	2,45	2,97	3,35	2,15	3,63	3,91	4,24
K_2O	0,19	0,13	0,20	0,21	0,33	0,47	1,38	2,39	3,85
P	280	90	260	290	350	7000	3050	2800	80
Ga	17	8	19	15	20	17	28	35	30
Cr	170	1500	230	–	–	1	–	8	14
V	140	120	220	400	13	–	–	–	18
Mo	–	3	–	–	–	–	–	2	1
Li	2	2	2	3	2	6	15	25	13
Ni	170	1000	120	40	–	–	4	10	8
Co	53	90	48	40	30	7	12	5	5
Cu	130	100	67	87	350	300	500	350	20
Sc	12	–	20	20	10	–	8	–	–
Zr	50	30	33	30	15	25	250	1400	850
Mn	800	1200	700	1050	1300	3700	2000	1500	150
Y	–	–	–	–	–	70	180	350	250
La	–	–	–	–	–	–	430	80	240
Sr	350	100	600	500	500	300	400	550	350
Ba	43	10	18	50	45	75	400	800	1400
Rb	–	–	–	–	–	15	25	60	160
S	500	Нет данных	450	400	Нет данных	4100	450	Нет данных	Нет данных

1 – мелкозернистое габбро зоны закалки; 2 – меланогаббро (пикритовое) из полосчатой зоны; 3 – гиперстен-оливиновое габбро; 4 – среднее для габбро; 5, 6 – феррогаббро: 5 – гортонолитовое, 6 – фаялитовое; 7 – геденбергитовое гранофировое габбро; 8 – геденбергитовый гранофир; 9 – среднее для гранофира.

Примечание. Содержание микроэлементов определено спектроскопическим методом, содержание P, Mn, S – методом химического анализа.

Таблица 26. Пределы содержаний микроэлементов в породах Патынского и Кизирского интрузивов (по О.А. Богатикову)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
Be	–	–	–	–	1–3	4–6	4–6
Sc	40–60	40–60	40–60	–	40–60	–	–
P	1000–3000	100–1000	100–300	–	7000–9000	–	–
Mn	400–600	100–1000	100–300	100–300	400–900	700–3000	400–1000
Pb	–	–	–	–	–	–	10–60
Nb	–	–	–	–	–	10–60	–
Ga	10–30	7–30	4–7	10–30	4–6	40–60	30–60
V	40–60	40–100	40–70	10–30	400–600	1–3	10–30
Ca	1–3	7–100	10–30	0–1000	4–6	4–6	7–10
Zn	–	400–600	300–600	–	400–600	400–600	400–600
Co	10–30	10–30	40–60	10–30	40–60	–	–
Ni	10–30	60–100	40–60	100	10–30	10–30	10–30
Zr	40–60	40–300	40–60	–	40–90	1000–7000	400–6000
Cr	–	10–30	40–60	10–30	10–30	–	10–30
Sr	400–600	400–600	400–600	400–600	400–600	70–90	100–300
Ba	100–300	0–300	0–300	–	100–300	400–900	400–600

1 – клинопироксенит; 2 – габбро; 3 – оливиновое габбро; 4 – анортозит; 5 – рудное габбро; 6 – амфибол-пироксеновый сиенит; 7 – граносиенит-порфир.

ском интрузиве снизу вверх по разрезу породы обогащаются титаном, железом, марганцем, щелочами и фосфором при соответствующем обеднении кремнеземом, глиноземом, магнием и кальцием. Разумеется, это самое общее приближение, и использование какого-либо элемента в качестве индикатора масштаба эволюции химизма (каким является, например, кремнезем в гранитах) сопряжено с большими трудностями.

Аналогичные закономерности характерны и для интрузивов, образованных породами нормальной щелочности, например Скергаардского (Уэйджер, Браун, 1970). Как и в предыдущем случае, колебания состава, обусловленные ритмичной расслоенностью в пределах одного горизонта, больше, чем общие колебания состава, связанные со скрытой расслоенностью. Другая особенность распределения элементов – скачкообразное возрастание концентраций, когда соответствующий минерал-концентратор становится кумулятивной фазой.

Несколько иные закономерности характерны для интрузивов с хорошо выраженными высокотемпературными ультраосновными кумулатами (Йоко-Довыренский, Мончегорский, Бушвельдский и т.д.). Различия в основном заключаются в концентрациях магния и хрома, количество которых здесь снизу вверх уменьшается. В случае Йоко-Довыренского интрузива (Ярошевский и др., 1982) содержание Fe, Mn, особенно Cr и Ni, в верхних частях плутона резко падает, а Si, Ca, Al и Sr – возрастает вследствие уменьшения роли оливина и исчезновения в породах хромита.

Особый интерес представляет поведение тех рассеянных элементов, которые при кристаллизации магмы не концентрируются ни в одном породообразующем минерале и, следовательно, обогащают остаточный расплав. К ним, например, относятся Ti и V, которые в Йоко-Довыренском интрузиве, несмотря на разную геохимическую природу, распределены практически одинаково: их содержание медленно возрастает в нижней и средней частях и быстро – в верхней (Ярошевский и др., 1982).

Геохимия основных и ультраосновных пород расслоенных интрузивов изучена слабо, что в значительной мере связано с сильной дифференциацией пород – кумулатов, каждый из которых имеет свое собственное геохимическое "лицо". Наиболее богатый материал имеется по Скергаардскому и Патынскому интрузивам (табл. 25, 26; рис. 19).

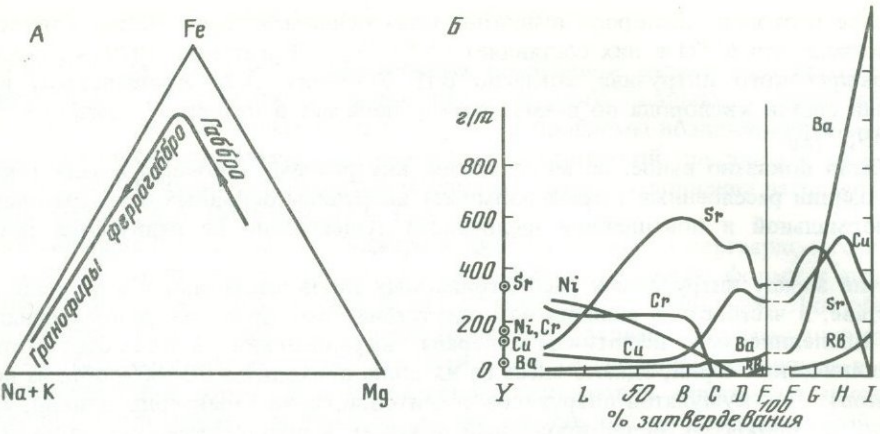


Рис. 19. Эволюция химического состава пород Скергаардского интрузива (Тернер, Ферхуген, 1961)

А – тренд изменения составов пород; *Б* – содержание рассеянных элементов в главных типах пород; породы и их состав: *Y* – закаленные краевые габбро; *L* – состав необнаженных пород (60% объема интрузива); *B* – гиперстен-оливиновое габбро (нижняя часть обнаженной расслоенной серии); *C* – среднее габбро; *D* – гортонолитовое феррогаббро; *F* – фаялитовое феррогаббро; *G, H, I* – гранофиры

Де Паоло и Вассербург исследовали поведение некоторых микроэлементов в породах Стиллуотерского интрузива. Согласно их данным, содержание K, Rb, Sr, Sm и Nd варьирует соответственно в следующих пределах (в г/т): 182–1100; 0,38–2,23; 8,5–180; 0,089–0,558; 0,236–2,18. Наиболее низкие концентрации всех элементов, за исключением Rb, установлены в пироксенитах, а наиболее высокие – в анортозитах. Содержания K, Rb, Sr, Sm и Nd в плагиоклазе, бронзите и авгите соответственно (в г/т): 467, 15, 42; 0,7, 0,092, 0,212; 143, 3,55, 7,64; 0,043, 0,036, 0,60; 0,269, 0,076, 1,47.

В расслоенных плутонах основных и ультраосновных пород отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ варьируют в пределах 0,703–0,712, но для многих пород они неотличимы от соответствующих отношений для главной массы базальтов (Фор, Пауэлл, 1974). Согласно данным, приведенным в данной монографии, величины этого отношения для пород Скергаардского, Бушвельдского и Стиллуотерского интрузивов составляют соответственно 0,7063, 0,7065±0,002 и 0,7029±0,006.

Для стратифицированных интрузивов Алтае-Саянской области это отношение, по данным О.И. Глазунова, составляет 0,7065–0,7096.

При исследовании изотопов в расслоенном сиенит-габбровом интрузиве Киглапейт, дифференцированном от троктолита внизу до ферросиенита вверху, было обнаружено явление фракционирования изотопов стронция. Первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ здесь варьирует соответственно от 0,70395 до 0,70662 и коррелирует с содержаниями в породах K и Rb (Morse, 1983). Еще раньше аналогичное фракционирование изотопов стронция было установлено Гамильтоном для Бушвельдского интрузива, где величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ возрастает снизу вверх от 0,70503 в Критической зоне до 0,70769 в Верхней.

Изотопия нd чма изучена на примере Стиллуотерского интрузива. Согласно Де Паоло и Вассербургу, величина отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$, нормализованная к $^{150}Nd/^{142}Nd$, равному 0,2096, колеблется от 0,511040±42 в анортозитах до 0,512301±24 в пироксенитах, составляя в плагиоклазе 0,509965±21, в ортопироксене 0,513317±23 и клинопироксене 0,512628±19. Изохронный возраст интрузива, полученный на основании этих данных, составляет 2701±8 млн. лет, а начальное отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ равно 0,508248±12.

Величины изотопных отношений $^{147}Sm/^{144}Nd$ в породах этого массива варьируют от 0,15519 в анортозите до 0,22801 в пироксените, составляя в плагиоклазе 0,9627, в ортопироксене 0,28428, в клинопироксене 0,24589.

Изучение изотопов кислорода в плагиоклазах основных пород Патынского интрузива показало, что $\delta^{18}O$ в них составляет $+6{,}8-7^{0}/_{00}$ (Богатиков, 1979). В оливинах Йоко-Довыренского интрузива, согласно В.И. Устинову, А.А. Ярошевскому и др., изотопный состав кислорода по всему разрезу попадает в интервал значений $\delta^{18}O$ от $+8{,}1$ до $+9{,}2^{0}/_{00}$.

Как было показано выше, по морфологии, внутреннему строению и даже тектонической позиции расслоенные (стратиформные) интрузивы основных и ультраосновных пород нормальной и повышенной щелочности существенно не отличаются друг от друга.

Различия между интрузивами рассматриваемых типов заключаются в их вещественном составе, в частности в наличии или отсутствии специфических типоморфных минералов. Последние часто аналогичны минералам-вкрапленникам в лавах соответствующих вулканических серий, однако здесь на их долю приходится 70–80% объема пород (кумулатов). Для кумулатов интрузивов толеитовой серии характерны оливин, хромшпинелид, ортопироксен, инвертированный пижонит, клинопироксен ряда диопсид-авгита, плагиоклаз преимущественно ряда битовнит-лабрадора; для поздних стадий кристаллизации характерен ванадистый титаномагнетит. Биотит, керсутит, апатит, кварц отмечаются в незначительном количестве и только в качестве интерстициального материала. Следует подчеркнуть, что ортопироксен, как и инвертированный пижонит, далеко не всегда широко развит в породах; эти минералы, например, редки в породах Скергаардского и Йоко-Довыренского массивов, а также в кумулятивных сериях офиолитов (см. главу 3), что, очевидно, зависит как от составов исходных расплавов, так и от условий их кристаллизации.

В субщелочных кумулатах оливин также широко распространен, пироксен представлен преимущественно титанавгитом или эгирин-авгитом. Плагиоклаз чаще всего – лабрадор-андезин или олигоклаз; обычен щелочной полевой шпат. Широко развиты керсутит и апатит, реже встречается биотит; окисно-рудные фазы представлены титаномагнетитом, магнетитом и ильменитом. Ортопироксен наблюдается спорадически и только в эндоконтактовых породах, где можно допустить небольшую ассимиляцию сиалического вещества рамы, или в кумулатах с большим количеством окисно-рудных фаз, где вследствие массового выделения этих минералов происходит локальное обогащение расплава зоны кристаллизации кремнеземом. В таких породах иногда может отмечаться даже интерстициальный кварц.

Обращает на себя внимание и сходство ассоциаций минералов-вкрапленников в лавах с ассоциациями кумулятивных фаз в расслоенных породах. Так, для базальтов толеитовой серии как на континентах, так и в океанах (см. главы 1 и 5) чаще всего отмечаются следующие ассоциации фенокристаллов: Ol + Crt; Ol + Pl + Crt; Ol + Pl + + Cpx или Ol + Pl + Opx + Cpx; Pl + Cpx ± Opx; Pl + ti-Mt ± Cpx + Opx, характерные для пикробазальтов и оливиновых толеитов, базальтов, гиперстенсодержащих базальтов, лейкобазальтов. Многие из этих ассоциаций, как было показано выше, характерны для кумулатов нормальной щелочности; кстати, ксенолиты подобных кумулатов нередко отмечаются в базальтовых сериях нормальной щелочности (см. главы 1 и 5).

С другой стороны, ассоциации фенокристаллов субщелочных базальтов Ol + Cpx; Ol + Cpx (ti-Aug) + Pl + ti-Mt; Cpx (ti-Aug) + Pl + ti-Mt + Hbl (керсутит); Pl + Fsp (анортоклаз, санидин) + ti-Mt + Cpx и др. являются в то же время весьма характерными ассоциациями кумулатов сиенит-габбровых интрузивов. Более того, акериты можно рассматривать как полнокристаллические аналоги гавайитов, пуласкиты – муджиеритов, а сиениты – трахитов. Все это свидетельствует о том, что формирование как эффузивных, так и интрузивных пород подчинялось одним и тем же физико-химическим закономерностям, что в ряде случаев расслоенные интрузивы представляли собой промежуточные магматические очаги вулканов соответствующих эффузивных серий и основные процессы дифференциации магмы происходили именно здесь.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИВОВ

Ключевым вопросом генезиса расслоенных интрузивов является происхождение расслоенности при кристаллизации первично-однородного расплава, а также ритмичного повторения слоев. На первых стадиях изучения проблемы возникновение магматической расслоенности связывали с механической сортировкой кристаллов разных минералов по удельному весу в процессе течения магмы или заполнении расплавом камеры плутона (Клоос, А.А. Полканов, Н.А. Елисеев).

Последующие исследования Уэйджера и Дира на примере Скергаардского интрузива показали, что расслоенные тела могут иметь воронкоподобную форму и автономную по отношению к контактам чашеобразную внутреннюю структуру. Для объяснения этого явления был разработан модернизированный вариант гравитационно-кинетической гипотезы, согласно которому магматическая расслоенность возникла в результате гравитационной сортировки выделяющихся у кровли кристаллов нисходящими конвекционными токами в процессе их растекания по дну магматической камеры. Сходные представления развивались Хессом, Бартлетом и Л.Н. Когарко. Основным недостатком этих моделей является невозможность объяснения выдержанной на огромных площадях ритмичной расслоенности, столь характерной для расслоенных плутонов.

В отличие от этих исследователей, Джексон (Jackson, 1961), подчеркивая важность конвекционных токов как причины направленного затвердевания плутонов, показал, что кристаллизация происходит у дна магматической камеры, в застойных условиях. Это положение впоследствии было подтверждено теоретическими исследованиями А.А.Кадика и Н.И. Хитарова. Явление ритмичности Джексон связывал с периодическим прекращением кристаллизации вследствие накопления скрытой теплоты кристаллизации.

Необходимо также отметить работы А.А. Маракушева, придающего большое значение явлению ликвации, а также серию работ А.А. Ярошевского и его группы (Френкель, Ярошевский, 1976), посвященную математическому моделированию процесса затвердевания маломощных (до 200 м) силлов трапповой формации. В качестве основного фактора тепло-массопереноса эти исследователи рассматривают седиментацию кристаллов, выделяющихся у кровли в течение практически всего времени затвердевания магмы. Ими было показано, что конвективное перемешивание кристаллизующегося расплава не приводит к сортировке выделяющихся кристаллов и они осаждаются на дне в той же последовательности, в которой выделялись из расплава. Однако модель, предложенная А.А. Ярошевским и др., обладает теми же недостатками, что и другие гравитационные модели (А.А. Полканова, Уэйджера и др.).

Работами последних лет показано, что кристаллизация расслоенных плутонов в значительной мере подчиняется тем же закономерностям, что и затвердевание промышленных отливок (Шарков, 1980). Она происходит путем продвижения снизу вверх сравнительно маломощной (~ 3 м) зоны кристаллизации, внешняя граница которой соответствует изотерме ликвидуса, а тыльная – солидуса. Поскольку с физической точки зрения фронт начала кристаллизации представляет собой овеществленную изотермическую поверхность ликвидуса, он должен являться геометрическим местом точек выделения наиболее высокотемпературных кристаллических фаз. В связи с непрерывным охлаждением интрузии этот фронт все время движется вперед, приводя по мере своего перемещения к выделению все новых кристаллов.

Таким образом, зона кристаллизации и соответственно итоговая порода образованы в основном ликвидусными фазами главного объема расплава (минералами кумулуса), а на долю остаточного расплава, выполняющего промежутки между ними (интеркумулусный материал), приходится не более 20–30% объема. Из этого следует, что большая часть остаточного расплава, возникшего в зоне кристаллизации, отжималась в главный объем расплава, состав которого непрерывно выравнивался конвекцией. Постоянное удаление наиболее высокотемпературных твердых фаз, фиксируемых в виде полностью затвердевших частей интрузива, приводило к постоянному изменению состава главного

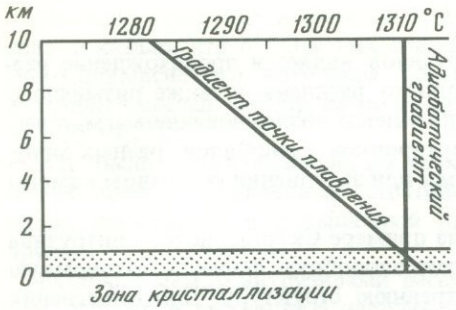


Рис. 20. Адиабатический градиент и градиент точки плавления в кристаллизующемся интрузиве (Jackson, 1961). Пояснения в тексте

объема расплава и, как следствие, к появлению более низкотемпературных минеральных ассоциаций в качестве ликвидусных фаз в полном соответствии с существующими физико-химическими закономерностями. Именно с этим Е.В. Шарков связывает явление расслоенности в крупных интрузивах, где каждый слой отражает этап котектической кристаллизации той или иной минеральной ассоциации. Следовательно, разрез расслоенных интрузивов представляет собой растянутую по вертикали последовательность продуктов фракционной кристаллизации исходного расплава от высоко- к низкотемпературным снизу вверх. Иными словами, в процессе направленного затвердевания интрузивов происходит своеобразная разгонка расплава на фракции.

Направленный характер затвердевания крупных интрузивов связан с различиями в величинах адиабатического градиента и градиента температуры точки плавления[1] в силикатных расплавах, составляющих 0,3 и 3 град/км соответственно. Адиабатический градиент характеризует разницу температур, при которой начинается конвекция, приводящая к выравниванию температуры во всем объеме магматической камеры; вследствие его незначительной величины температура расплава во всем объеме практически одна и та же. Однако температура ликвидуса расплава растет на порядок быстрее, поэтому в каждый данный момент кристаллизация возможна только у дна (рис. 20), что согласуется с геологическими данными. Весьма существенным для дальнейшего обсуждения является тот факт, что в конвекцию не вовлекается слой жидкости, непосредственно примыкающий к фронту кристаллизации. Благодаря наличию такой застойной зоны конвективное перемешивание расплава не влияло на диффузионный характер массообмена между главным объемом расплава и зоной кристаллизации.

Характер процессов затвердевания магмы в краевых частях интрузивов заметно отличается от рассмотренного выше. Здесь вследствие резкого температурного градиента вдоль контакта с холодными вмещающими породами фронт затвердевания движется параллельно внешним ограничениям магматической камеры, а зона кристаллизации выражена слабо. Общая схема процесса затвердевания интрузива иллюстрируется рис. 21, а схема строения расслоенного интрузива – рис. 22.

Побочным следствием направленной кристаллизации, очевидно, является возникновение ритмичной расслоенности, проявляющейся в закономерном чередовании высоко- и низкотемпературных фаз.

Происхождение ритмичной расслоенности является краеугольным камнем любой модели расслоенного интрузива. Расшифровке природы этого удивительного по своей морфологии явления посвящено большое число различных гипотез, привлекающих для его объяснения самые разнообразные механизмы. Они рассмотрены в работе одного из авторов и здесь специально не обсуждаются. Детальное изучение ритмично переслаивающихся пород с использованием методик гранулометрического анализа показало, что зерна здесь не являются гидравлически эквивалентными (Jackson, 1961; Шарков, 1980), т.е. эти породы не могли произойти в результате гравитационной или гравитационно-кинетической дифференциации, как это предполагается многими исследователями. С другой стороны, такие особенности ритмичной расслоенности, как наличие трех- или четырехчленных ритмов, резких границ между ритмами и постепенных переходов внутри ритмов, закономерной эволюции строения ритмов в пределах пачек рит-

[1] Градиент температуры точки плавления характеризует увеличение температуры плавления в зависимости от давления столба жидкости.

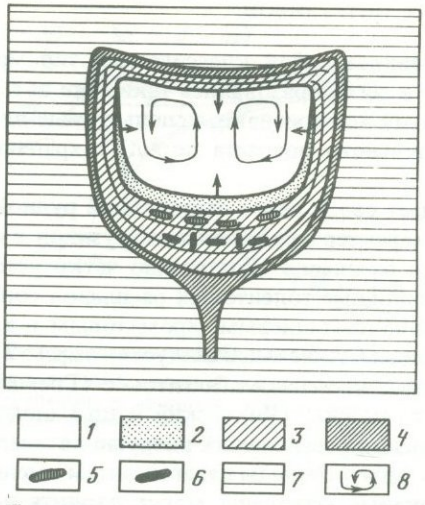


Рис. 21. Схема строения затвердевающей интрузии (Шарков, 1980)

1 – главный объем расплава; *2* – зона кристаллизации; *3* – затвердевшие части интрузии; *4* – зона закалки; *5* – очаги остаточного расплава; *6* – жильные породы; *7* – вмещающие породы; *8* – конвекционные токи; прямыми стрелками показано направление движения фронта затвердевания

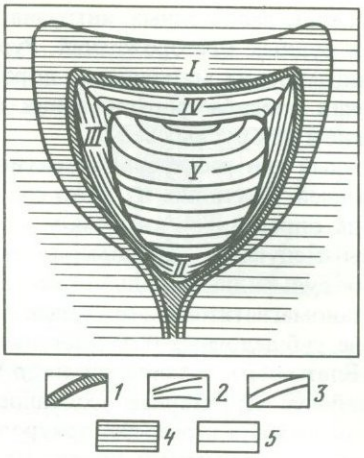


Рис. 22. Принципиальная схема строения расслоенного интрузива (Шарков, 1980)

1 – зона закалки; *2* – краевая серия; *3* – центральная серия; *4, 5* – рама интрузии: *4* – зона термального воздействия интрузии, *5* – неизмененные вмещающие породы; *I–V* – главные структурные единицы: *I* – быстроохлажденная зона, *II–IV* – группы краевой серии (*II* – нижняя, *III* – боковая, *IV* – верхняя), *V* – центральная (расслоенная) серия

мичного переслаивания пород, не согласуются и с идеей их происхождения за счет ликвации. Вместе с тем последовательность смены кумулатов в разрезе ритмов полностью соответствует порядку выделения соответствующих минеральных фаз из расплава, и поэтому ритмичная расслоенность, по существу, представляет собой температурно-концентрационные волны. Как известно, подобные волны (автоволны) возникают в диссипативных системах, т.е. в системах, характеризующихся направленным потоком вещества или энергии во вмещающую среду. К числу таких систем относятся и кристаллизующиеся интрузивы, необратимо теряющие тепло во вмещающие породы. В этом случае возникновение волн связано с тем, что тепло удаляется из системы быстрее, чем происходит диффузионный массообмен на фронте кристаллизации, т.е. изотермы движутся быстрее, чем выравнивается состав расплава. Это приводит к периодическому накоплению перед ним остаточного расплава с соответствующим изменением состава выделяющихся минеральных ассоциаций, поскольку он контактирует теперь с более низкотемпературным расплавом. Такое "концентрационное переохлаждение" фронта начала кристаллизации приводит к замедлению скорости его перемещения и в конечном итоге вызывает появление перед ним второй (более высокотемпературной) зоны кристаллизации. Конкретный механизм этого процесса рассмотрен в работе одного из авторов (Шарков, 1980).

Отличием данной модели от всех предыдущих является то, что формирование расслоенности здесь не лимитируется условиями кристаллизации в жестких стабильных структурах; оно может происходить и в условиях подвижной рамы. Это обстоятельство связано с тем, что пока расплав в камере плутона остается в жидком состоянии, давление в нем распределяется по гидростатическому закону. Поэтому любые движения расплава, связанные с мобильностью рамы, будут только способствовать конвективным явлениям. Существенная разница будет наблюдаться главным образом в посткристаллизационной истории интрузивов, поскольку в этом случае они сразу же начнут подвергаться мощным вторичным изменениям. Примеры подобных интрузивов будут рассмотрены в главе 5.

Оруденение расслоенных интрузивов представляет собой классический тип магматических рудных месторождений. Рудные тела в них образовались таким же путем, как и вмещающие их материнские породы. Поэтому все признаки, используемые для установления способа формирования и относительного возраста пород, сохраняют свое значение и для рудных тел.

Каждый тип расслоенных массивов обладает своей четко выраженной рудной минерализацией. Очевидно, из этого следует, что характер оруденения интрузивов в первую очередь определялся химизмом их исходных расплавов. Достаточно четко устанавливаются следующие закономерности: 1) производные толеитовых расплавов сопровождаются сульфидным медно-никелевым, платино-палладиевым, хромитовым и ванадиево-титаномагнетитовым оруденением (интрузивы Бушвельд, Стиллуотер и др.); 2) производные субщелочных базальтов вмещают ильменит-титаномагнетитовое (Гремяха-Вырмес, Елетьозеро, Кизирский и др.), а также медное (Чинейский и др.) оруденение.

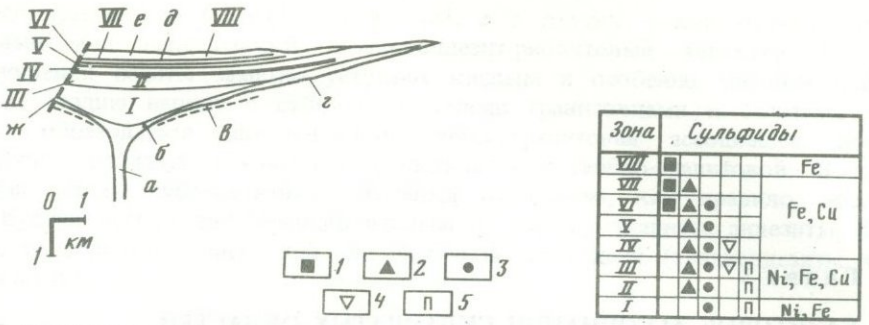
Наиболее характерная особенность оруденения расслоенных интрузивов – его строгая локализация в разрезе, приуроченность к определенным парагенезисам вмещающих оруденение силикатных пород. При этом рудные минералы могут входить в состав минералов кумулуса или являться составной частью интеркумулусного материала. Примером рудных месторождений первого типа могут служить прослои хромититов в массивах Бушвельд и Стиллуотер, а также прослои титаномагнетитовых руд во многих сиенит-габбровых массивах. Примером оруденения второго типа являются вкрапленные медно-никелевые сульфиды в ультрамафитовых слоях, являющиеся составной частью интеркумулусного материала.

Специальное изучение вкрапленной сульфидной минерализации в интрузивах Маскокс, Бушвельд и Мончегорский показало, что состав сульфидных фаз в значительной мере зависит от состава минералов кумулуса пород-хозяев. Так, пирротин-пентландитовая минерализация характерна для оливин-хромитовых кумулатов, пирротиновая – для пироксеновых, пирротин-халькопиритовая – для пироксен-плагиоклазовых, халькопиритовая – для плагиоклазовых и т.д. (рис. 23). Характерно, что зависимость состава сульфидов от вмещающих пород сохраняется даже при тонком ритмичном переслаивании пород. Не менее интересен тот факт, что сульфидные жилы соответствующего состава, как правило, не выходят за пределы макрослоев ("зон"), где преимущественно развиты определенные кумулаты.

Многочисленные исследования расслоенных интрузивов показали, что главный изменяющийся признак этих образований – состав слагающих их кумулатов. Именно серии кумулатов центральных расслоенных серий плутонов позволяют определить последовательность выделения минеральных парагенезисов по мере направленного затвердевания расплавов. Образно говоря, книга магматической геологии написана буквами минералов кумулуса, где словами являются парагенезисы кумулятивных фаз.

Очевидно, что конкретные интрузивные массивы могут быть эродированы по-разному и наблюдаемые в них ассоциации кумулатов будут представлять только часть первоначальной расслоенной серии, продолжение которой или не вскрыто, или уничтожено эрозией. Поэтому целесообразно опираться на типоморфные плутоны, в которых разрез расслоенной серии представлен наиболее полно. Большая часть таких плутонов рассмотрена выше. Они представляют собой продукты кристаллизации толеитовых и субщелочных базальтов. При этом различия в характере конкретных кумулятивных серий связаны не только с различиями в химизме исходных расплавов, но и с конкретными условиями их кристаллизации, главным образом величиной давления (см. главу 10).

Очень важно то обстоятельство, что состав кумулятивных фаз во многих случаях аналогичен составу минералов-вкрапленников в эффузивных сериях. Это делает логичным представление о том, что расслоенные интрузивы в ряде случаев могли являться промежуточными магматическими камерами вулканов центрального типа, где и происходил в основном процесс дифференциации. Об этом же свидетельствуют постоянные



Зона	Сульфиды	
VIII	■	Fe
VII	■▲	
VI	■▲●	Fe, Cu
V	▲●	
IV	▲●▽	
III	▲●▽П	Ni, Fe, Cu
II	▲●П	
I	●П	Ni, Fe

Рис. 23. Распределение сульфидов в интрузиве Маскокс (Chamberlain, 1967)

а – подводящий канал; *б* – внутренний контакт краевой группы; *в* – приблизительная граница распространения сульфидов во вмещающих породах; *г* – нижний интрузивный контакт; *д* – верхний интрузивный контакт; *е* – породы кровли; *ж* – разлом; *I–VIII* – зоны распространения сульфидных минералов; минералы: *1* – пирит, *2* – халькопирит, *3* – пирротин, *4* – кубанит, *5* – пентландит

находки ксенолитов кумулатов в базальтовых лавах, на что специально указывалось при описании соответствующих серий. Во всяком случае расслоенные интрузивы являются очень удобными природными моделями для изучения процессов подобного рода.

Как показали Н.П. Михайлов и др. (1980), составы исходных расплавов расслоенных интрузивов обнаруживают закономерную эволюцию во времени. Сквозными являются расплавы толеитовой серии; они фиксируются для расслоенных комплексов всех тектоно-магматических циклов и выступают как резко преобладающий тип исходных расплавов для крупнейших расслоенных плутонов раннего докембрия, которые формировались преимущественно в условиях высоких давлений (6–8 кбар).

Производные субщелочных базальтов появляются только в конце раннего докембрия и в очень ограниченном количестве. Сравнительно близки друг другу байкальские (позднедокембрийские) и каледонские интрузивные комплексы, формировавшиеся при умеренных давлениях (1–3–6 кбар) и являющиеся производными как толеитовых, так и субщелочных базальтов. В конце байкальского тектоно-магматического цикла впервые появляются ультращелочные расслоенные комплексы – производные первичных расплавов типа фонолита (интрузивы Илимауссак и Гренедал-Ика в Южной Гренландии).

Герцинский тектоно-магматический цикл значительно беднее проявлениями расслоенных интрузивов; здесь фиксируются производные всех типов магматических расплавов – от оливинового толеита (уникальные по условиям образования плутоны Бени-Бушера, Ронда, Охен и др. в метаморфических комплексах Гибралтарской дуги) до лейцитового фонолита (сыннырский расслоенный комплекс в Северном Прибайкалье). Альпийское время характеризуется еще меньшим распространением расслоенных интрузивных комплексов, среди которых вновь преобладают производные толеитовых базальтов, кристаллизовавшиеся при умеренных и низких давлениях.

В целом можно констатировать, что в истории тектоно-магматического развития земной коры от древних эпох к более молодым (по крайней мере до герцинского цикла), несмотря на все более ограниченное распространение крупных стратиформных плутонов, возрастает количество вариантов кумулятивных минеральных ассоциаций одновременно с увеличением разнообразия исходных расплавов и условий их кристаллизации.

В последние годы расслоенные габброиды, по составу и структуре аналогичные магматическим кумулатам из рассмотренных выше комплексов, были обнаружены при драгировании срединно-океанических хребтов (см. главу 5). Было высказано предположение, что они представляют собой фрагменты средней части офиолитовой серии (расслоенного комплекса) и, возможно, являются представителями "третьего геофизического слоя океанической коры".

Глава 3

БАЗИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Складчатые области – один из главных структурных элементов континентальной земной коры. Принято считать, что они образуются на месте геосинклиналей (геосинклинальных областей), под которыми понимаются линейно вытянутые или дугообразно изогнутые зоны высокой подвижности, контрастных изменений геодинамических напряжений, большой мощности отложений, значительной расчлененности и повышенной проницаемости земной коры, выражающихся в активном магматизме и метаморфизме.

В складчатых областях выделяются эвгеосинклинальные зоны с мощным проявлением вулканизма и вулканогенным происхождением значительной доли обломочного материала осадков (варисциды восточного склона Урала и т.д.) и миогеосинклинальные – с карбонатным и терригенным осадконакоплением и отсутствием вулканизма или его слабым развитием. Существуют и зоны, занимающие промежуточное положение; они могут быть названы терригенно-эвгеосинклинальными (зона южного склона Большого Кавказа и др.). В зависимости от того, на каком цоколе предполагается начало геосинклинального этапа, различаются энсиматические и энсиалические геосинклинали, заложенные соответственно на коре океанического или континентального типа.

В развитии складчатой области обычно выделяют два этапа: геосинклинальный, когда преобладают погружения с накоплением относительно глубоководных осадков (радиоляритов, турбидитов), и орогенный, при котором преобладают воздымания с формированием горного рельефа и накоплением преимущественно наземных осадков.

В свою очередь, геосинклинальный этап, особенно в эвгеосинклинальных зонах, принято разделять на две стадии – ранне- и позднегеосинклинальную. Для раннегеосинклинальной стадии характерен преимущественно базитовый магматизм и плагиогранитоидный состав сопутствующих кислых магматитов (плагиориодациты, плагиограниты и т.п.). С ней связаны такие индикаторные магматические ассоциации, как офиолитовая, базальт-плагиориолитовая, ранняя (нижняя) базальт-андезитовая и др. В позднегеосинклинальную стадию базитовый магматизм возобновляется как в вулканической, так и в плутонической (иногда только в плутонической) формах, но наиболее характерен гранитоидный магматизм, связанный с региональным метаморфизмом, гранитизацией и мигматизацией (ранне- и позднекинематические граниты). Из базитсодержащих ассоциаций этой стадии наиболее характерны описанные ниже поздняя базальт-андезитовая, габбро-тоналит-трондьемитовая и габбро-гранитовая ассоциации.

В миогеосинклинальных зонах базитовый магматизм обеих стадий выражается чаще всего в образовании габбро-долеритовой ассоциации, приближающейся по своему типу к траппам.

Орогенный этап также нередко разделяется на две стадии – ранне- и позднеорогенную. С раннеорогенной стадией связан так называемый субсеквентный наземный вулканизм, сопровождающий накопление молассы и имеющий в одних слу-

чаях преимущественно кислый, риолитовый, а в других – контрастный, базальт-риолитовый или непрерывный базальт-андезит-риолитовый характер. В объемном отношении базиты заметно уступают кислым и особенно средним породам. В эту же стадию наряду с субвулканическими гранитоидами и базитами может повторно образоваться плутоническая габбро-гранитовая ассоциация, которую часто трудно отличить от позднегеосинклинальной габбро-гранитовой. В позднеорогенную стадию субсеквентный наземный вулканизм, как правило, возобновляется, будучи весьма дифференцированным по составу (дациты, андезиты, базальты) и часто обладая субщелочной или щелочной тенденцией (трахиандезиты, трахибазальты и т.п.).

БАЗИТЫ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

Революция во взглядах на геодинамическую эволюцию Земли, происшедшая на рубеже 70-х годов, затронула буквально все области магматической геологии. Трудно, однако, назвать ассоциацию, которая в связи с развитием новых мобилистских концепций подвергалась бы большей переоценке, чем офиолитовая. Впервые выделенная в Альпах в начале века классическая триада Штейнманна длительное время рассматривалась как результат процессов типичного раннегеосинклинального (инициального) магматизма и осадконакопления (Штилле, Ю.А.Билибин, В.В.Белоусов и др.). Ситуация резко изменилась только после расширения глубоководных исследований, приведших к обоснованию представлений об океанической природе офиолитов (Дитц, Гасс, А.В. Пейве с сотрудниками, Мурс и Вайн, Колман и др.). Сейчас идея о том, что офиолиты являются аналогами древней океанической коры, пользуется почти всеобщим признанием. Ее важнейшим следствием явился вывод о палеоокеанической природе геосинклиналей, заложении и развитии их на коре океанического типа, т.е. офиолитовом или протоофиолитовом фундаменте (А.В. Пейве с соавторами, Дьюи и Берд и др.). Впоследствии, однако, это неожиданно привело к трудностям и неоднозначности в оценке геодинамической природы офиолитов.

На раннем этапе разработки тектоники плит, примерно до начала 80-х годов, преобладало мнение, что офиолиты возникают в полном объеме в срединных хребтах океанов и затем тектонически надвигаются на края сиалических блоков (континентов и островных дуг). Принятие такой схемы автоматически влечет за собой пространственное и хронологическое разграничение двух важнейших этапов эволюции верхней оболочки Земли – возникновения океанической коры в срединно-океанических хребтах и начала формирования континентальной (появление островодужных комплексов в зонах деструкции плит). В такой схеме офиолиты оторваны от собственно геосинклинального процесса (А.В. Пейве, А.Л. Книппер), а их появление в соответствующей обстановке объясняется дезинтеграцией и переработкой зрелой океанической коры. Постепенно, однако, углубленное изучение офиолитов привело к осознанию того факта, что разные офиолиты сильно отличаются в деталях, а развитие мобилистских представлений способствовало пониманию того, что они могли формироваться в разных геодинамических обстановках (типизация офиолитов Н.Л. Добрецовым, Мияширо, итальянскими геологами). В настоящее время многие исследователи полагают, что возникновение подавляющего большинства офиолитов связано с так называемым тыловодужным спредингом (разрастанием дна краевых морей) и, следовательно, с ранними тектоно-магматическими процессами в активных зонах перехода от океана к континенту, происходящими при деструкции здесь океанической литосферы. Именно эти зоны являются наиболее вероятными современными аналогами геосинклиналей прошлого. Так, длительная эволюция концепции офиолитов, развивая и дополняя первоначальные взгляды Штейнманна, Штилле и других геологов, по существу, вернула их "на круги свои", определив место офиолитов в современных петролого-тектонических построениях.

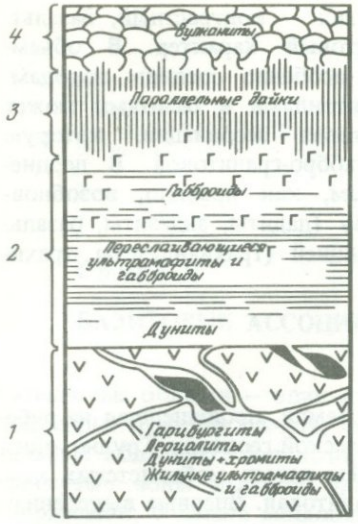


Рис. 24. Генерализованная схема строения офиолитовой ассоциации. Пояснения в тексте

Независимо от существующих представлений об изначальной геодинамической позиции офиолитов, авторы настоящей главы руководствовались в их оценке двумя очевидными фактами: офиолитовые ассоциации являются составной частью разновозрастных складчатых областей; они формировались в обстановке растяжения, т.е. на раннем этапе эволюции этих структур.

Современное понимание самих офиолитов также неоднозначно. Длительная дискуссия об объеме и границах термина пока не привела к единому его толкованию. Интересующимся историей эволюции взглядов на офиолиты рекомендуем исчерпывающий обзор Колмана (1979); что касается настоящей работы, то в ней принято определение офиолитов, совпадающее с предложенным участниками Пенроузской конференции 1972 г. с учетом ряда более поздних поправок (Колман, 1979; Moores, 1982). Согласно этому определению, офиолиты являются характерной ассоциацией основных и ультраосновных пород, находящихся в определенных стратиграфических соотношениях. В ее состав входят следующие комплексы: 1) ультрабазитовый, выделяемый в основании ненарушенных офиолитовых разрезов, который состоит из мощной толщи тектонизированных перидотитов с жильной серией разнообразных ультрамафитов, иногда мафитов; 2) габброидный, объединяющий пеструю толщу закономерно чередующихся в разрезе ультрамафитов и габброидов; 3) параллельных даек, преимущественно основного состава; 4) вулканический, представленный подушечными лавами и гиалокластитами (рис. 24). Сопутствующие осадочные, а также лейкократовые магматические породы натриевой специализации в состав собственно офиолитов не включаются, а считаются ассоциированными с ними (Колман, 1979).

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ОФИОЛИТОВ

Сложные ультрабазит-базитовые серии, выделяемые в качестве офиолитовых, являются непременной деталью строения практически всех областей завершенной складчатости и их "недоразвитых" аналогов. В первом случае офиолиты располагаются внутри материковых глыб (Урало-Монгольский пояс, Аппалачи, Северо-Восточная Африка, Западная Европа, Верхоянье и др.), во втором – маркируют сочленения литосферных плит в активных зонах перехода континент–океан или тяготеют к их границам (Средиземноморский пояс, периферия Тихого океана, Карибский регион). В обоих случаях вещественные и прочие характеристики офиолитов широко перекрываются, несмотря на разнообразие последних; характерно, что в обеих структурных обстановках ультрабазиты, габброиды, субвулканические базиты и эффузивы в ненарушенных разрезах составляют постоянную ассоциацию пород, последовательно и закономерно сменяющих друг друга по вертикали (см. рис. 24). Тектонически нерасчлененные ассоциации, таким образом, имеют субслоистое строение[1]. В то

[1] Такое строение офиолитов отвечает представлениям о них как о фрагментах океанической коры. Автор раздела полностью солидарен с теми исследователями, которые признают первичную стратификацию офиолитов. Закономерное расположение комплексов в ненарушенных ассоциациях является фактом, который во многих случаях выявляется при картировании. Отсутствие стратификации обычно связано с более поздними событиями.

же время еще более многочисленны примеры полностью дезинтегрированных офиолитов, образующихся, например, при формировании серпентинитовых меланжей (Урало-Монгольский пояс, Малый Кавказ, Аппалачи, Северо-Восток СССР). При этом возникают определенные трудности при выяснении структурной и формационной принадлежности габброидов, не ассоциирующих с ультрабазитами, и становится практически невозможно разделить собственно офиолитовые ("спрединговые"), раннегеосинклинальные и островодужные эффузивы. Это связано с тем, что "офиолитовый" облик сохраняют прежде всего ультраосновные породы, чью природу только и удается уверенно идентифицировать в нарушенных разрезах. Поэтому приведенная ниже характеристика основных пород офиолитов базируется на анализе особенностей тектонически нерасчлененных (или неполностью расчлененных) ассоциаций. Именно этим обусловлен подбор конкретных примеров офиолитовых комплексов, охарактеризованных в данном разделе.

В течение длительного времени офиолитам в складчатых областях приписывалось автохтонное положение, а их появление среди терригенно-эффузивных толщ считалось одним из главных признаков геосинклинального эндогенного режима (Штилле, Ю.А. Билибин, Обуэн, В.В. Белоусов и др.). Новейшие мобилистские концепции придали трактовке офиолитов совсем иной смысл. Сейчас принято считать, что базиты офиолитов соответствуют второму и третьему слоям океанической коры и либо в нынешнее положение внедрены в составе аллохтонных пластин в результате надвигания – так называемой обдукции, или скучивания (А.В. Пейве, Н.А. Богданов, Ю.М. Пущаровский, Колман и др.), либо являются фрагментами субдукционных комплексов. Они маркируют конвергентные границы литосферных плит, где происходят деструкция океанической коры и формирование континентальной.

При любом подходе к проблеме офиолитов исследователи единодушны в признании важной роли разрывной тектоники в их становлении. Развитие мобилизма лишь придало новую окраску этой связи: в современных работах приуроченность ультрабазит-базитовых тел к зонам крупных региональных разломов рассматривается как следствие интенсивных движений на деструктивных границах плит, как результат реализации механизмов обдукции, которые выразились в "выталкивании" пластин океанической литосферы на окраинно-континентальные и островодужные ассоциации и в образовании гигантских покровов. Отметим, что геофизические исследования и детальное картирование приносят в последние годы все больше доказательств аллохтонной природы офиолитов в складчатых поясах (Петрология ..., 1977; Камалетдинов, Казанцева, 1983; Oman ophiolite, 1981 и др.).

В структурах складчатых областей офиолитовые ассоциации почти всегда занимают определенную тектоническую позицию, фиксируя участки с эвгеосинклинальным режимом развития. Очень часто они тяготеют к зонам гигантских линеаментов, разграничивающим эв- и миогеосинклинальные структуры. В тех случаях, когда гипербазит-базитовые тела присутствуют среди миогеосинклинальных толщ (западный склон Урала, Аппалачи, Оман), это всегда связано с крупномасштабным шарьированием фрагментов офиолитов из соседних зон иного структурно-формационного характера (М.А. Камалетдинов, А.Л. Книппер, Мангани и Колман, А.С. Перфильев, С.В. Руженцев и др.).

Возрастное положение офиолитов в складчатых областях выглядит менее определенным, так как существует много неясностей при трактовке их стратиграфической позиции и соотношений со складчатостью и региональным метаморфизмом. Особенно большие трудности возникают, когда в результате тектонических движений происходит полная дезинтеграция офиолитов с формированием меланжей. Все же в большинстве случаев при картировании определенно устанавливается пространственная связь фрагментов офиолитов с комплексами вулканогенных и осадочных образований ранней стадии развития геосинклиналей.

Конкретные формы проявления офиолитов в складчатых поясах достаточно разнообразны. Офиолиты распространены в виде цепочек аллохтонов, залегающих на

континентальной коре, выполняют узкие шовные структуры, зажатые между сиалическими блоками, насыщают мощные и протяженные зеленокаменные прогибы эвгеосинклиналей, в которых "гранитный" слой редуцирован, а местами отсутствует и кора имеет фемический "океанический" характер. Линейные группы тел известны как офиолитовые пояса. Типичные офиолиты – это перемещенные пластинообразные или линзовидные тела, лежащие на породах автохтона почти горизонтально либо наклоненные к ним под разными углами; отмечалось и вертикальное падение массивов. В плане они имеют удлиненные очертания и самые разные размеры; крупнейшие покровы занимают площадь в тысячи квадратных километров.

Внешние контуры офиолитовых тел часто согласны со структурой вмещающих толщ, но нередки и секущие соотношения, особенно для крупных массивов. Контакты с окружающими породами, как правило, типично тектонические. Офиолитовые базиты обычно не оказывают на них активного воздействия, но иногда в приконтактовых частях массивов габброиды становятся более массивными и мелкозернистыми, а вмещающие отложения перекристаллизованы в роговики.

БАЗИТЫ УЛЬТРАБАЗИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Основные породы в составе этого комплекса играют резко подчиненную роль и отмечены в немногих фрагментах офиолитов. Детальные сведения имеются только для Войкар-Сыньинского массива на Полярном Урале и офиолитов Семейл в Омане (материалы В.Ф. Морковкиной, Г.Н. Савельевой, М.И. Буякайте, В.И. Виноградова, Е.Е. Лазько, Будье, Колмана); они и положены в основу данного раздела.

Базиты ультрабазитового комплекса представлены немногочисленными жилами и дайками разнообразных габброидов – габбро, норитов, габброноритов, оливинсодержащих разностей всех этих пород, троктолитов, амфиболовых габбро. Все они входят в состав жильной мафит-ультрамафитовой серии в тектонизированных перидотитах (обычно гарцбургитах). Геологическая позиция габброидов, таким образом, полностью определяется положением содержащих их блоков ультрабазитов в структуре вмещающих толщ. Ни в одном случае пока не установлено проникновение габброидных тел через толщу ультрабазитов в расслоенные базиты вышележащего габброидного комплекса. Габброиды в жильной серии сопровождаются аналогичными телами дунитов, различных пироксенитов и горнблендитов, причем жильные базиты являются наиболее поздними образованиями. Мощность тел варьирует от 1 см до нескольких метров; контакты их с вмещающими гарцбургитами, как правило, резкие. Признаков закалки в контактах жил не наблюдалось, но отмечаются кливаж и перекристаллизация габброидов, что свидетельствует об их деформации. Морфология жил многообразна. Обычно это линейные тела, но в Омане известны и ветвящиеся прожилки причудливой формы, а также диффузные "пятнистые" скопления габброидного материала в ультрабазитах (Oman ophiolite, 1981). В отдельных случаях фиксируется выклинивание жил по простиранию со сменой их цепочками порфирокластов плагиоклаза и пироксена. В Войкар-Сыньинском массиве распространены зональные жилы. Центральные части последних, сложенные амфиболовым габбро или габброноритом, окаймляются узкими зонками анортозитового состава, последовательно переходящими в троктолит и клинопироксенит, а затем – во вмещающий ультрабазит. В зональных телах местами сохраняются вытянутые фрагменты (останцы?) дунита, ориентированные согласно простиранию жил.

В минеральном составе габброидов преобладает основной плагиоклаз (An_{80-95}), моноклинный и ромбический пироксен, а также оливин играют подчиненную роль; их химический состав охарактеризован в табл. 27. В качестве акцессорных минералов встречены магнетит и шпинель. Структуры пород варьируют от средне- до гигантозернистых, нередки пегматоидные разновидности. Оманские габброиды описаны как преимущественно ксеноморфнозернистые недеформированные (Oman ophiolite, 1981);

Таблица 27. Химический состав породообразующих минералов из габброидов ультрабазитового комплекса Войкар-Сыньинского массива (Геохимия изотопов . . . , 1983)

Компоненты	Плагиоклазы		Пироксены		
			ромбические		моноклинный
SiO_2	43,23	45,29	53,93	54,06	50,86
TiO_2	0,05	0,03	0,03	0,16	0,47
Al_2O_3	34,43	32,42	2,71	1,61	3,01
Cr_2O_3	0,00	0,09	0,00	0,02	0,71
FeO	0,00	0,42	15,65	16,70	7,58
MnO	0,01	0,08	0,27	0,37	0,19
MgO	0,00	0,00	26,69	26,38	14,78
CaO	19,54	18,05	0,44	0,99	21,26
Na_2O	0,23	1,31	0,00	0,06	0,38
K_2O	0,05	0,08	–	0,06	0,05
Сумма	97,54	97,77	99,77	100,41	99,29

Таблица 28. Химический состав габброидов ультрабазитового комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	46,4	50,00	48,6	46,7	47,3	48,30	44,80	44,90
TiO_2	0,13	0,04	0,05	0,17	0,16	0,02	0,35	0,02
Al_2O_3	5,7	14,6	6,7	18,2	13,4	21,50	26,36	22,42
Fe_2O_3	–	–	–	–	–	1,12	0,89	0,84
FeO	4,5*	5,6*	4,5*	4,3*	3,2*	5,48	4,96	4,54
MnO	0,09	0,13	0,10	0,07	0,05	0,01	0,08	0,07
MgO	17,3	11,2	19,0	8,8	10,6	7,05	5,24	11,40
CaO	13,2	9,0	7,1	12,6	16,2	12,87	15,14	11,62
Na_2O	0,10	0,20	0,07	2,1	1,2	1,69	1,60	0,92
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,04
P_2O_5	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
П.п.п.	–	–	–	–	–	1,80	0,77	2,95
Сумма	100	100	100	100	100	99,88	100,23	99,73
Cr	3970	410	4450	1370	3500	48	130	160
Ni	1850	560	1400	515	940	62	860	220
Co	80	55	59	51	44	54	24	56
V	109	123	122	46	108	210	130	157
Sc	38	37	26	23	35	–	–	–
Sr	27	182	12	170	121	–	–	–
Ba	2	760	2	2	12	–	–	–
Zr	5	10	5	5	5	–	–	–
Cu	250	227	58	77	110	–	–	–
Zn	28	47	16	20	14	–	–	–

* Суммарное железо в форме FeO.

1–5 – Семейл, Оман (Oman ophiolite, 1981): 1, 2 – оливиновое габбро, 3 – троктолит, 4, 5 – габбро; 6–8 – Войкар-Сыньинский массив, Полярный Урал (материалы Е.Е. Лазько) : 6, 7 – габбронориты, 8 – норит.

в полярноуральских образцах, напротив, часто фиксируются явные признаки высокотемпературной деформации и перекристаллизации. Оба эти процесса реализуются в широком развитии гранобластовых структур с тройными сочленениями зерен силикатов.

Значительные вариации главных петрогенных окислов в базитах ультрабазитового комплекса (табл. 28) определяются их переменным минеральным составом. Общими для всех видов пород являются очень низкие титанистость и щелочность при повышенной глиноземистости многих образцов. Эвкритовый уклон выражен также в пониженной кремнеземистости пород. Содержания CaO и MgO колеблются в широких пределах. Концентрации литофильных элементов (Sr, Ba, Zr, TR) низки, а элементов группы железа, наоборот, повышены (см. табл. 28).

Изотопные данные известны только для войкар-сыньинских жильных габброидов. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в четырех изученных образцах колеблется от 0,7036 до 0,7050. Нижнему из этих значений соответствует величина $\delta^{18}O$, равная 5,5‰ (Геохимия изотопов . . . , 1983).

Жильные габброиды на Полярном Урале претерпевают метаморфизм вместе с вмещающими перидотитами. Ведущими процессами изменения являются амфиболизация моноклинного пироксена и серпентинизация ромбического. Плагиоклаз обычно сохраняется свежим; иногда в нем отмечаются участки замутнения. Судя по новообразованным парагенезисам, пик метаморфизма соответствовал условиям амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фации.

БАЗИТЫ ГАББРОИДНОГО КОМПЛЕКСА

Из всех единиц унифицированного офиолитового разреза габброидный комплекс построен наиболее сложно. Он состоит из двух резко различающихся по химизму групп пород: 1) залегающих в нижней половине комплекса ультрамафитов (дунитов, верлитов, пироксенитов и др.), которые здесь детально не рассматриваются; 2) перекрывающих их разнообразных габброидов. Обе части комплекса обычно включают линзы и прослои пород контрастного состава (ультрамафиты в габброидах и наоборот). Сама габброидная толща, общая мощность которой иногда достигает 3–5 км, во многих случаях также может быть разделена на нижние расслоенные и верхние однородные габброиды. Верхние габброиды часто сопровождаются более кислыми породами (диоритами, плагиогранитами и др.).

Смена ультрамафитов базитами внутри габброидного комплекса происходит постепенно путем переслаивания, и его одноплановая внутренняя структура часто подчеркивается согласными элементами залегания (линейностью, сланцеватостью и пр.) в разных частях разреза. Соотношения между габброидным и подстилающим ультрабазитовым комплексами представляют самостоятельную сложную проблему. В литературе многократно подчеркивалась неоднозначность и даже противоречивость этих соотношений (Г.В. Пинус, Ф.П. Леснов, В.В. Велинский, Тейер и др.). Дело в том, что между обоими комплексами, как правило, фиксируется структурное несогласие, которое иногда сопровождается тектоническим. В то же время дуниты, расположенные между породами ультрабазитового комплекса и вышележащими существенно пироксеновыми ультрамафитами (их называют краевыми дунитами) и обычно включаемые в состав габброидного комплекса (см. рис. 24), часто явно переслаиваются с подстилающими перидотитами с образованием зон постепенного перехода. В ряде случаев краевые дуниты даже проникают в толщу подстилающих деформированных ультрабазитов и переходят в секущие их слоистость жилы и тела. С другой стороны, в некоторых офиолитах Урало-Монгольского и Тихоокеанского поясов описаны отчетливо рвущие (интрузивные) контакты габброидов и более древних ультрабазитов (Н.П. Михайлов, В.В. Велинский, Ф.П. Леснов, Дэвис, Колман и др.).

Контакт габброидов с вышележащим дайковым комплексом чаще характеризуется как постепенный, хотя известны и резкие несогласные переходы. Подробнее вопрос о контактовых соотношениях плутонических пород и даек рассмотрен ниже.

Определяющей чертой внутреннего строения габброидного комплекса, как уже отмечено, служит смена ультрамафитов меланократовыми габброидами. Этот переход фиксируется по появлению в ультрамафитах плагиоклаза, содержание которого в породах, залегающих выше раздела, постепенно растет вплоть до возникновения нормальных и лейкократовых габброидов и даже анортозитов. Намечаются разные типы переходов. В одних, шире распространенных случаях в промежуточной ("критической") зоне большую роль наряду с оливином и плагиоклазом играет моноклинный пироксен, и тогда здесь преобладают верлиты и разнообразные клинопироксениты – оливиновые, мономинеральные, плагиоклазовые (многие массивы Урало-Монгольского, Тихоокеанского, Средиземноморского поясов). В других случаях, классическим примером которых является разрез западного контакта Кемпирсайского массива, моноклинный пироксен не характерен и нормальные дуниты переслаиваются с плагиоклазовыми оливинитами и меланократовыми троктолитами. Если в переходной зоне в ощутимых количествах появляется ромбический пироксен, то широкое распространение получают парагенезисы с его участием – лерцолиты, вебстериты, иногда даже ортопироксениты (офиолиты Новой Гвинеи и Тасмании). Петрографический состав промежуточной зоны может варьировать, и разные типы переходов иногда сосуществуют в пределах одного массива. Это установлено на Полярном Урале, в Омане и в других местах (Ефимов, 1984; Oman ophiolite, 1981).

Ритмическая расслоенность – характерная особенность строения габброидов, примыкающих к ультрамафитам (рис. 25); лишь изредка "полосчатые" габброиды отсутствуют над переходной зоной, и тогда здесь развиты однородные породы. Характер ритмичной расслоенности аналогичен наблюдаемому в интрузивах основных и ультраосновных пород, например Скергаардском (см. главу 2). В расслоенных габброидах наблюдаются и складки оползания, и "косое напластование", и другие текстурные особенности, характерные для расслоенных интрузивов.

Нередко тонкая ритмичная расслоенность дополняется фазовой и скрытой расслоенностью и осложняется цикличностью, которая также обусловлена повторением определенных единиц разреза (рис. 26). Основание цикла обычно обогащено темноцветными минералами, что приводит к появлению здесь наряду с меланогабброидами разнообразных ультрамафитов. В вышележащих горизонтах возрастает роль плагиоклаза. Породы становятся более лейкократовыми вплоть до массового распространения в верхах цикла лейкогабброидов и анортозитов при преобладании все же нормальных габбро и габброноритов. Внутри цикла переходы между всеми разновидностями пород постепенные, между соседними циклами – относительно резкие. В крупнейших габброидных комплексах выделяется свыше 10 повторяющихся циклов (Tethyan ophiolites, 1980; Oman ophiolite, 1981); возникновение их связывается с магматической кумуляцией минералов из базальтового расплава.

Детальное петрологическое изучение многих расслоенных серий офиолитов позволяет считать, что габброидные их части действительно кристаллизовались из магмы, и формирование их, следовательно, можно рассматривать в рамках кумулятивной теории. Помимо структурных особенностей пород и расслоенности, на это указывают и прямые признаки магматического происхождения офиолитовых габброидов, как, например, первичные расплавные включения в их минералах (данные И.Т. Бакуменко, Н.Л. Добрецова, В.А. Симонова, Ф.П. Леснова).

В минеральном составе габброидов преобладают четыре главные фазы: плагиоклаз, оливин, моноклинный и ромбический пироксены; ведущие акцессории – апатит, магнетит (титаномагнетит) и значительно реже хромшпинелид. Первичная роговая обманка в общем не характерна, а пижонит пока не установлен. Плагиоклаз играет

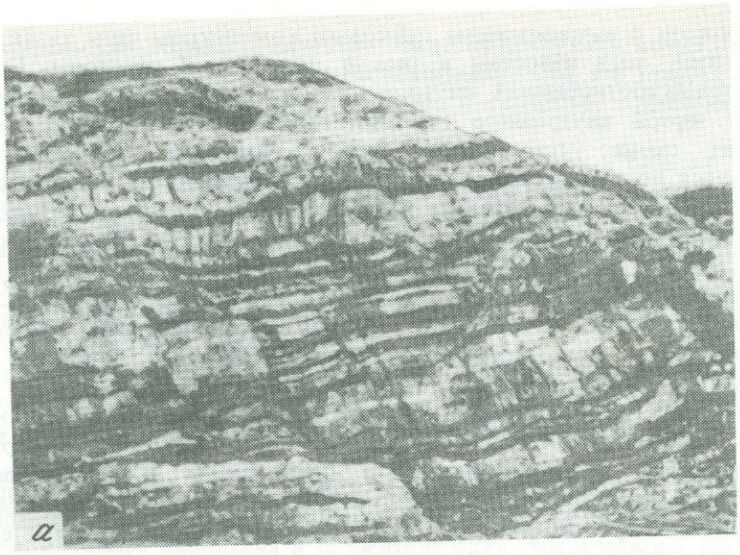


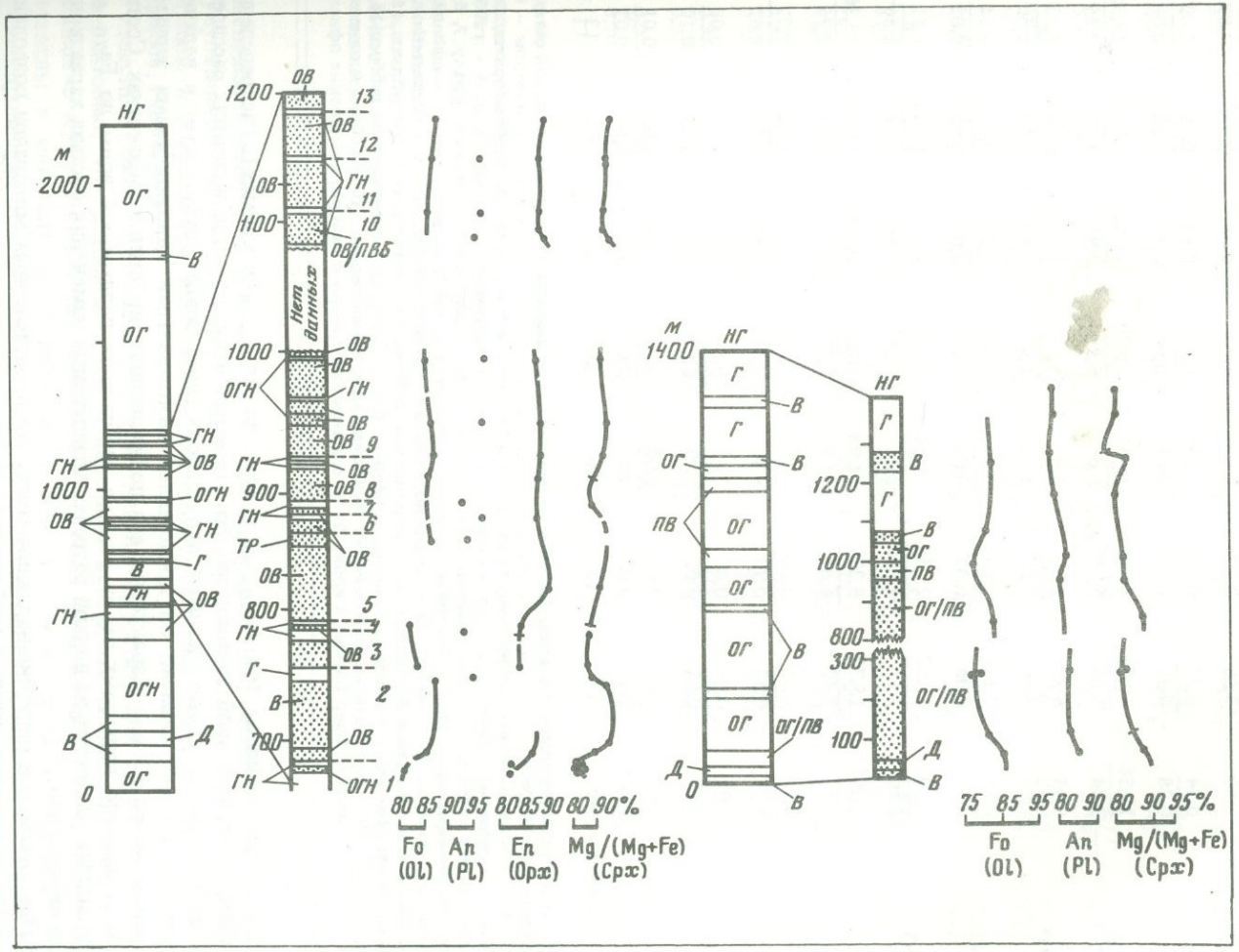
Рис. 25. Расслоенность в базитах габброидного комплекса

а – общий вид, комплекс Семейл, Оман (Glennie et al., 1974); *б* – строение ритмов в габбронорите, Войкар-Сыньинский массив, Полярный Урал (фото автора)

ведущую роль в габброидной части расслоенных серий. Появляется он иногда уже в дунитах, слагающих основание последних, и количество его растет вверх по разрезу. Габброидам присущ очень основной плагиоклаз (An_{80-95}), особенно в меланократовых разностях, примыкающих к ультрамафитам. Зональность в плагиоклазах таких пород обычно отсутствует. В массивных (более лейкократовых) габброидах верхних частей разрезов, где плагиоклаз становится преобладающим минералом, он раскис-

Рис. 26. Цикличность и скрытая расслоенность в различных по степени меланократовости разрезах габброидного комплекса Семейл (по Смюингу, Oman ophiolite, 1981)

Породы: *Д* – дунит; *В* – верлит; *ПВ* – полевошпатовый верлит (меланогаббро); *ОВ* – оливиновый вебстерит; *ПВБ* – полевошпатовый вебстерит (меланогабброноpит); *ТР* – троктолит; *ОГ* – оливиновое габбро; *ГН* – габброноpит; *ОГН* – оливиновый габброноpит; *Г* – габбро; *НГ* – верхнее нерасслоенное габбро; цифрами обозначены кумулятивные циклы; высота (в м) – положение пород относительно контакта с ультрабазитовым комплексом



м
2000
1000
0
НГ
ОГ
В
ГН
ОВ
ОГН
Г
Д
1200
1100
1000
900
800
700
ОВ/ПВБ
Нет данных
ТР
13
12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1
80 85 90 95 80 85 90 80 90%
Fo (Ol)
An (Pl)
En (Opx)
Mg/(Mg+Fe) (Cpx)
м
1400
ПВ
ОГ/ПВ
300
100
75 85 95 80 90 80 90 95%

8. Зак. 775

Таблица 29. Средний химический состав базитов габброидного комплекса офиолитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	47,16	45,26	43,45	47,83	44,50	49,91	48,93	49,81
	1,80	3,59	2,17	2,92	1,72	2,08	2,98	2,87
TiO_2	0,34	0,23	0,05	0,18	0,09	0,89	0,36	0,09
	0,28	0,37	0,05	0,08	0,04	0,14	0,38	0,08
Al_2O_3	19,56	19,98	14,81	19,57	20,70	16,52	18,32	19,35
	3,34	5,08	8,10	4,65	5,23	2,91	4,27	2,55
FeO*	8,95	6,30	6,96	6,07	6,13	10,55	6,43	6,93
	3,05	3,56	3,32	1,96	1,99	1,40	2,43	1,30
MnO	0,15	0,12	0,08	0,08	0,08	0,21	0,12	0,14
	0,06	0,06	0,05	0,03	0,05	0,04	0,05	0,03
MgO	9,25	11,50	25,33	11,59	16,74	7,33	10,01	9,51
	2,50	3,13	11,95	2,21	7,00	2,68	3,69	2,56
CaO	13,52	15,79	8,27	12,98	10,55	10,38	13,96	13,36
	1,59	2,42	4,86	1,68	2,71	1,77	2,63	3,76
Na_2O	0,97	0,75	1,00	1,55	1,13	2,30	1,62	0,72
	0,51	0,32	0,90	0,50	0,50	0,63	0,77	0,62
K_2O	0,08	0,05	0,02	0,12	0,06	1,57	0,20	0,08
	0,12	0,05	0,02	0,09	0,07	0,78	0,29	0,10
P_2O_5	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,34	0,05	0,01
	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,13	0,10	0,02
Число анализов	40	17	15	26	20	33	26	13

*** Суммарное железо здесь и в табл. 42, 49 в форме FeO; все анализы пересчитаны на сухой остаток и приведены к 100%.**

1–3 — Войкар-Сыньинский массив, Урал: 1 — габбронориты и оливиновые габбронориты, 2 — габбро и оливиновые габбро, 3 — троктолиты; 4, 5 — Кемпирсайский массив, Урал: 4 — габбро и оливиновые габбро, 5 — троктолиты; 6 — габбронориты, Хабарнинский массив, Урал; 7, 8 — каледонские офиолиты, МНР и Восточная Тува: 7 — габбро, 8 — габбронориты; 9–11 — офиолиты Корякского хребта: 9 — габбро, 10 — габбронориты, 11 — феррогаббро; 12–15 — среднемезозойские офиолиты, Северные Апеннины: 12 — оливиновые габбро, 13 — габбро, 14 — троктолиты, 15 — феррогаббро; 16–18 — комплекс Пиндос, Греция: 16 — габбро, 17 — оливиновые габбро, 18 — троктолиты; 19 — анортозиты, мезозойские офиолиты Средиземноморья; 20 — габбро и оливиновые габбро, комплекс Баер-Бассит, Сирия; 21 — оливиновые габбро и габбро, альпийские офиоли-

ляется и часто зонален (от An_{70-80} в ядре до An_{30-50} в каймах). Распределение оливина подчинено иной закономерности: минерал накапливается в нижних расслоенных габброидах и играет незначительную роль либо совсем отсутствует в верхних массивных габбро. Обычно он представлен незональными идиоморфными зернами размером менее 10 мм. Характерны его пойкилитовые вростки в пироксенах. Состав оливина заметно варьирует от Fa_{15-20} в габброидах переходной зоны до Fa_{70-85} в массивных разностях из верхов разреза. Аналогичные изменения состава характерны и для пироксенов.

Разнообразные и широкие вариации количеств перечисленных минералов позволяют выделять среди офиолитовых габброидов троктолиты, оливиновые габбро, оливиновые габбро-нориты, габбро, анортозиты, нориты, габбронориты, роговообманковые габбро и др. Структуры пород в обычной терминологии являются офитовыми, габбровыми, аллотриоморфнозернистыми, пойкилитовыми со всеми возможными между ними переходами. В последнее время, однако, интерпретации микроструктур придается

9	10	11	12	13	14	15	16	17
46,98	47,63	46,02	50,61	51,32	48,15	46,71	48,38	45,57
2,09	1,64	3,18	2,46	2,94	4,88	2,96	1,39	2,64
0,19	0,17	0,83	0,29	0,35	0,10	4,65	0,44	0,21
0,15	0,10	0,42	0,26	0,28	0,04	1,14	0,48	0,22
21,22	16,24	15,88	18,97	19,72	11,92	12,77	19,77	15,30
5,47	3,43	2,82	2,16	2,80	7,39	1,21	3,19	4,33
5,80	7,02	14,62	5,00	4,55	7,61	16,25	6,16	6,95
2,04	1,84	3,28	0,90	1,49	2,11	2,30	2,83	3,08
0,11	0,14	0,23	0,10	0,09	0,13	0,28	0,10	0,12
0,03	0,06	0,05	0,04	0,05	0,03	0,06	0,05	0,04
9,43	12,52	7,92	11,21	8,17	24,53	7,57	8,94	15,82
4,82	3,20	1,74	1,54	2,60	11,38	2,50	1,90	6,14
14,36	15,1	12,27	10,32	11,49	6,13	8,04	13,83	14,82
2,47	2,57	2,40	1,57	2,07	3,24	1,49	2,64	4,72
1,52	0,88	1,60	3,03	3,69	1,24	3,12	2,30	1,15
0,76	0,40	1,49	0,75	1,01	1,25	1,09	1,31	0,72
0,33	0,21	0,48	0,44	0,59	0,18	0,38	0,04	0,02
0,37	0,26	0,70	0,32	0,41	0,36	0,34	0,06	0,04
0,06	0,06	0,15	0,03	0,03	0,01	0,23	0,04	0,04
0,10	0,06	0,13	0,04	0,02	0,00	0,56	0,04	0,08
17	26	16	29	29	12	50	19	19

ты, Иран; 22 — габбро и габбронориты, позднемеловые–эоценовые офиолиты, Новая Гвинея; 23 — анортозиты, позднемеловые–эоценовые офиолиты, Новая Гвинея и Новая Каледония; 24, 25 — среднемезозойские офиолиты, Патагония: 24 — габбро, 25 — феррогаббро.

Примечания. 1. Химические анализы для расчета средних составов заимствованы из работ А.А. Ефимова, Н.Л. Добрецова и др., С.И. Гавриловой, В.Ф. Морковкиной, М.И. Буякайте и др., Е.Е. Лазько, В.И. Маегова, Г.Б. Ферштатера и др., А.А. Абдулина, В.В. Велинского, А.А. Пейве, Г.В. Пинуса и др., А.А. Меляховецкого, Серри и Сайты, Беккалувы и др., Бруначчи и др., Капедри и др., Парро, Ленша, Десмон, Элтона и Ридли, Сондерса и др., Стерна, Дэвиса, Джейкса и др., Аль-Шанти и Гасса и других исследователей. 2. Здесь и далее в числителе — среднее арифметическое, в знаменателе — среднее квадратичное отклонение.

генетический оттенок и они именуются кумулятивными. Во многих случаях первично кумулятивные габброиды испытали впоследствии высокотемпературную перекристаллизацию под действием интенсивной стрессовой нагрузки (Петрология ..., 1977; Ефимов, 1984 и др.).

Известны непосредственные переходы типично магматических структур в бластомилонитовые, что сопровождается появлением в породах неоднородности, внешне сходной с кумулятивной расслоенностью (данные Йоргенсона). Следы деформаций отражены в микроструктуре габброидов, присутствии нескольких генераций кристаллов, дроблении отдельных индивидов, искривлении линий спайности и двойниковых швов, неоднородном угасании зерен и др.; для макроструктур образцов, прошедших стадию высокотемпературного пластического течения, характерны ориентировка минеральных агрегатов (сланцеватость, линейность) и элементы прототектоники (складки, флексуры).

Широко варьирующий минеральный состав офиолитовых габброидов предопреде-

Таблица 29 (окончание)

Компоненты	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO_2	44,26	47,23	49,68	50,00	49,15	45,76	49,70	49,25
	1,42	3,20	1,79	3,44	2,23	3,03	1,13	2,65
TiO_2	0,09	0,13	0,23	0,35	0,12	0,23	0,50	2,06
	0,08	0,15	0,16	0,29	0,08	0,28	0,37	0,77
Al_2O_3	13,74	29,17	17,56	18,47	17,06	30,64	17,81	13,76
	7,73	2,82	2,51	4,75	3,01	3,63	3,45	1,02
FeO*	7,50	2,33	5,37	5,75	5,83	2,90	6,29	14,21
	3,62	1,44	1,33	1,98	1,99	3,19	2,03	3,18
MnO	0,11	0,02	0,07	0,09	0,13	0,06	0,12	0,21
	0,05	0,02	0,04	0,06	0,03	0,05	0,04	0,04
MgO	25,08	3,92	10,29	9,62	11,82	1,99	9,33	6,70
	9,26	1,90	2,26	3,59	3,20	1,61	2,66	0,64
CaO	8,34	14,86	15,29	13,45	15,19	16,89	14,20	11,19
	4,31	4,60	2,29	3,12	2,08	2,11	1,43	1,93
Na_2O	0,85	1,74	1,34	1,89	0,66	1,34	1,77	2,08
	0,91	1,40	0,92	1,28	0,28	0,94	0,47	0,36
K_2O	0,02	0,60	0,11	0,34	0,03	0,13	0,18	0,38
	0,02	0,62	0,12	0,42	0,07	0,10	0,22	0,22
P_2O_5	0,01	0,00	0,06	0,04	0,01	0,06	0,10	0,16
	0,01	0,00	0,03	0,05	0,00	0,11	0,06	0,06
Число анализов	22	6	25	26	28	8	19	8

ляет изменчивость их химизма (табл. 29). Породы не образуют устойчивой петрохимической группы; разные их виды резко отличаются по содержаниям большинства петрогенных компонентов. Неоднородность этих часто такситовых образований, отдельные прослои в которых могут быть даже мономинеральными, влечет за собой высокую дисперсию концентраций породообразующих окислов. Тем не менее общими особенностями габброидов, наряду с широкими вариациями количеств Cao, MgO и Al_2O_3, можно считать бедность их щелочами и кремнеземом (эвкритовый уклон), низкую титанистость (исключая феррогаббро), преимущественно пониженную железистость при относительно высокой окисленности железа.

Отсутствие единого химического типа офиолитовых габброидов связано, по-видимому, с интенсивной дифференциацией исходного расплава. С таким выводом согласуется наличие трендов составов пород на петрохимических диаграммах. Наиболее ощутимые тренды определяются, по-видимому, фракционированием оливина и основного плагиоклаза. На диаграмме *ACM* габброиды занимают обширное вытянутое поле, примерно перпендикулярное основанию треугольника составов (рис. 27, *а*). Расположение области фигуративных точек пород позволяет полагать, что расплав, из которого они кристаллизовались, на ранних стадиях своей эволюции обеднялся Mg, а на более поздних – Ca и Al (в равной мере), следуя котектическим соотношениям в системе оливин–плагиоклаз–пироксены (данные Г.Б. Ферштатера; Tethyan ophiolites, 1980). Поле основных кумулатов офиолитов перекрывает область расслоенных пород Скергаардского массива, а ось его совпадает с вариационной линией последних, но лишь в небольшом интервале. Можно думать, что исходный расплав офиолитовых габбро-

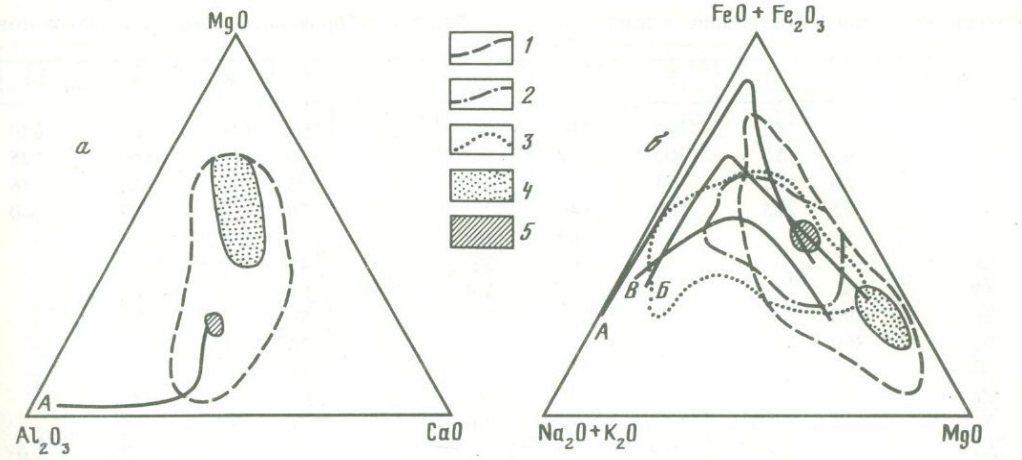


Рис. 27. Области составов базитов офиолитовой ассоциации на диаграммах *ACM* (*а*) и *AFM* (*б*)

1–5 – поля составов пород: *1* – базитов и плагиоклазовых ультрамафитов габброидного комплекса, *2* – долеритов дайкового комплекса, *3* – базальтов вулканического комплекса, *4* – пикритов складчатых поясов, *5* – базальтов срединно-океанических хребтов; *А, Б* – тренды магматической дифференциации: *А* – Скергаардского интрузива (Уэйджер, Браун, 1970), *Б* – базальтов Гавайских островов (по данным Макдональда и Кацуры); *В* – линия раздела толеитовой и известково-щелочной серий (Irvine, Baragar, 1971)

идов был более основным, чем скергаардская магма. Подтверждение этого можно найти на диаграмме *AFM,* на которой видно, что многие основные кумулаты офиолитов более магнезиальны и скергаардский (толеитовый) тренд дифференциации фактически продолжает офиолитовый (см. рис. 27, *б*). Вопрос о первичной магме остается, однако, открытым, так как составы наиболее реальных исходных расплавов (от океанического толеита до пикрита) лежат в области, очерченной составами габброидов, и поэтому выбор источника зависит только от особенностей фракционирования. Сходные трудности возникают и при попытках рассмотреть общую химическую эволюцию плутонических базитов. На диаграмме *AFM* оба главных магматических тренда основных пород – толеитовый и известково-щелочной – проходят через поле офиолитовых габброидов (исключая поздние феррогаббро), чем, по-видимому, и вызваны многочисленные противоречивые суждения о направленности изменения материнских расплавов и петрохимической типизации плутонических комплексов офиолитов (Петрология . . . , 1977; Колман, 1979; Tethyan ophiolites, 1980 и др.).

Геохимический облик характеризуемых пород своеобразен (табл. 30); им свойственны относительно высокие концентрации сидерофильных (Ni, Co, Cr, Ti, V) и пониженные – редких и рассеянных литофильных (K, Rb, Sr, Ba, Li, P, Zr, Y, Th, U, TR) элементов. Общий уровень накопления редкоземельных элементов несколько превышает хондритовый, а распределение их асимметрично с обеднением легкими РЗЭ (Kay, Senechal, 1976; Suen et al., 1979; Oman ophiolite, 1981 и др.). Почти всем габброидам присущ хорошо выраженный Eu-максимум.

Изотопные исследования офиолитов ведутся в последнее время очень энергично и дают важную информацию о возрасте, генезисе и метаморфической эволюции отдельных пород и ассоциации в целом, а также о составе и предыстории исходного субстрата (Колман, 1979; Геохимия изотопов..., 1983; Jacobsen, Wasserburg, 1979; Richard, Allegre, 1980; Oman ophiolite, 1981 и др.). Однако комплексное изучение изотопов в офиолитовых базитах проведено пока в единичных случаях. Полученные данные говорят о повышенных в сравнении с мантийными значениях отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ во многих габброидах (интервал ~0,7020–0,7050 указывает на контаминацию пород коровым стронцием), относительно широких пределах колебаний в них величин отношений $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,51225–0,51325) и $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$ (17,48–

Таблица 30. Среднее содержание микроэлементов в базитах габброидного комплекса офиолитов

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Cr	410	82	340	410	26	500	1160	1490	325	620
Ni	142	55	200	132	56	150	530	1370	310	125
Co	50	57	64	56	48	47	83	–	20	46
V	95	285	180	140	520	125	76	70	330	360
Sc	–	–	46	42	46	29	17	12	37	–
Li	–	–	3,2	8,0	22	2,0	4,3	2,8	–	–
Rb	14	3,5	0,98	3,2	3,8	0,38	0,17	–	1,1	–
Sr	290	120	20	150	98	99	59	44	83	–
Ba	260	70	19	–	–	32	26	17	7,6	–
Nb	<1,0	<1,0	–	3,2	9,3	<4	<4	–	–	–
Zr	8,3	6,2	–	25	155	26	3,6	3,7	6,6	–
Y	2,6	2,0	3,6	16	70	11	2,3	2,1	–	–
La	0,25	0,77	0,97	–	–	–	–	–	0,25	1,0
Ce	0,70	2,1	2,0	–	–	5,6	0,27	–	0,75	–
Nd	0,55	1,6	1,8	–	–	5,4	0,56	–	0,77	–
Sm	0,21	0,52	0,65	–	–	1,8	0,25	–	0,33	0,86
Eu	0,10	0,12	0,20	–	–	0,75	0,14	–	0,16	0,58
Gd	0,28	0,56	1,4	–	–	1,3	0,45	–	0,76	–
Tb	0,056	0,12	–	–	–	–	–	–	–	–
Yb	0,30	0,59	0,55	–	–	1,13	0,40	–	0,47	2,3
Lu	0,054	0,11	0,14	–	–	0,23	0,05	–	0,14	0,30
Cu	150	133	41	100	43	75	41	112	38	47
Zn	50	107	–	32	145	43	34	54	–	–
Число анализов	5	10	7	12	7	18	7	11	8	11

1, 2 – офиолиты Корякского хребта: 1 – габбро и габбронориты, 2 – феррогаббро; 3 – габбронориты, комплекс Хантайшир, МНР; 4, 5 – альпийские офиолиты Западного Средиземноморья (Западные Альпы, Корсика): 4 – габбро и габбронориты, 5 – феррогаббро; 6–8 – комплекс Пиндос, Греция: 6 – габбро, 7 – оливиновые габбро, 8 – троктолиты; 9 – габброиды, комплекс Троодос, Кипр; 10 – габбро и оливиновые габбро, комплекс Кизил-Даг, Турция; 11, 12 – комплекс Семейл, Оман: 11 – оливиновые габбро, 12 – габбро; 13, 14 – альпийские офиолиты, Иран: 13 – габбро, 14 – оливиновые габбро и троктолиты; 15, 16 – позднемеловые–эоценовые офиолиты, Новая Гвинея: 15 – габбронориты, 16 – анортозиты и габбро-анортозиты; 17 – габброиды, массив Сюд, Новая Каледония; 18, 19 – среднемезозойские офиолиты, Патагония: 18 – габбро, 19 –

18,82; 15,40–15,64 и 37,26–38,68 соответственно). Вариации количеств тяжелого изотопа кислорода ($\delta^{18}O$ ~3,5–6,0‰) указывают на интенсивную проработку пород габброидных комплексов морской водой при повышенной температуре.

Метаморфизм офиолитовых габброидов является самостоятельной проблемой и здесь детально не рассматривается; укажем только, что вторичные процессы в офиолитах обычно разнообразны и многоэтапны. Характер метаморфизма варьирует от амфиболитовой и даже гранулитовой фации до зеленосланцевой и глаукофан-сланцевой (Петрология..., 1977; Колман, 1979; Ефимов, 1984; Oman ophiolite, 1981). Изменения почти всегда сопровождаются интенсивной деформацией.

Формационное положение офиолитовых габброидов трактуется по-разному. В литературе чаще всего можно найти указания на их принадлежность к альпинотипной гипербазитовой (дунит-гарцбургитовой, габбро-перидотитовой и т.п.) формации, но иногда явно офиолитовые габброиды относят и к дунит-пироксенит-габбровой, оливинит-верлитовой, габбро-плагиогранитной и некоторым другим формациям (ассоциациям). Основанием для разночтений является, по-видимому, гетерогенность габброидного комплекса, широко варьирующие сочетания его пород в разных фрагментах офиолитов, невыдержанность состава отдельных петрографических видов, что обусловлено петрогенетическими и тектоническими процессами. Однако, несмотря на

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
730	390	340	1350	680	140	1250	400	110	340	370
220	110	105	610	190	54	200	60	22	190	57
–	–	32	68	–	–	28	–	–	49	–
80	120	120	85	105	260	105	–	–	60	–
–	–	–	–	40	26	22	–	–	30	–
–	–	6,5	8,8	–	–	–	–	–	–	–
1,0	3,5	18	5,0	0,18	2,8	1,0	11	13	1,0	<1,0
140	160	420	290	95	830	22	115	127	260	200
–	–	<20	<20	1,6	33	1,3	72	114	22	4
–	–	<2	<2	0,66	1,5	2,0	1,0	1,2	–	–
6,3	–	27	4,2	1,1	10	1,3	25	50	33	17
5,3	9,8	15	4,2	2,4	1,7	3,7	19	23	–	13
0,29	1,1	–	–	–	0,85	0,12	0,30	2,7	0,20	0,30
0,81	3,6	–	–	0,22	2,1	0,48	0,90	7,1	0,60	0,90
1,5	3,0	–	–	0,32	1,9	–	0,90	5,2	0,65	–
0,48	1,4	–	–	0,16	0,63	0,14	0,41	1,7	0,28	0,58
0,28	0,59	–	–	0,090	0,21	0,080	0,28	0,75	0,28	0,29
1,1	1,8	–	–	0,28	0,85	–	0,81	2,4	0,68	–
0,16	0,35	–	–	0,070	0,16	0,040	–	–	0,11	0,14
0,50	1,2	–	–	0,28	0,77	0,17	1,0	1,4	0,25	0,56
0,076	0,18	–	–	–	–	0,035	–	–	0,057	0,13
33	46	80	125	72	34	9,3	–	–	60	107
18	23	–	–	33	55	20	67	71	49	70
21	13	13	5	14	6	10	10	8	6	7

феррогаббро; 20 – габбро, комплекс Бей-оф-Айлендс, Ньюфаундленд; 21 – габбро, каледонские офиолиты Норвегии.

Примечания. 1. Данные для расчета средних содержаний микроэлементов заимствованы из работ А.А. Пейве, М.И. Кузьмина и др., Поньянта и др., Беккалувы и др., Капедри и др., Монтиньи и др., Колмана и Петермана, Смюинга, Делалуа и др., Паллистера и Найта, Ланфера и др., Мак-Каллоха и др., Десмон и др., Джейкса и др., Дюпюи и др., Роджерса, Сондерса и др., Стерна, Сьюэна и др., Уильямса и Малпаса, Прествика и др., Гейла и других исследователей. 2. Здесь и в табл. 43 и 50 средние содержания ряда элементов рассчитаны по меньшему по сравнению с указанным числу анализов.

существующие разночтения и многие необычные для других базитовых формаций черты габброидных комплексов офиолитов (варьирующий петрографический состав, различное происхождение пород, неодинаковый характер деформаций нижних и верхних членов комплекса, наконец, противоречивые соотношения габброидов с ультрамафитами), кажется разумным сохранить традиционное условное отнесение офиолитовых габброидов к второстепенным, подчиненным по объему породам гипербазитовой формации и по-прежнему, вслед за Ю.А. Кузнецовым, Н.П. Михайловым, Тайером, именовать их альпинотипными габброидами.

Крупные месторождения полезных ископаемых, связанные с рассмотренными габброидами, неизвестны, однако в них встречаются незначительные скопления сульфидов меди (Колман, 1979).

ПРИМЕРЫ ПРОЯВЛЕНИЯ БАЗИТОВ ГАББРОИДНОГО КОМПЛЕКСА

Комплекс Семейл (Оман). Один из грандиознейших офиолитовых аллохтонов мира – покров Семейл – расположен в восточной части Аравийского полуострова на площади около 30 тыс. км^2. Офиолиты простираются вдоль побережья Оманского залива почти на 500 км и в глубь полуострова на расстояние от 30 до 100 км; общая мощность их

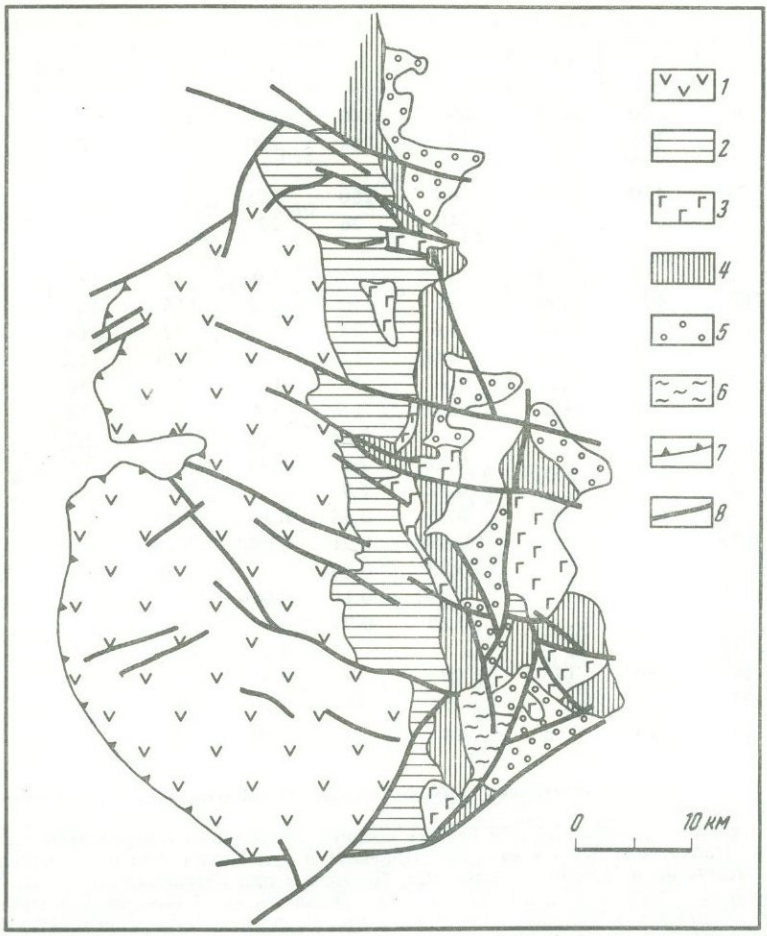


Рис. 28. Схема геологического строения северной части офиолитовой ассоциации Семейл (Oman ophiolite, 1981)

1 – ультрабазитовый комплекс; *2* – расслоенные габброиды и ультрамафиты; *3* – нерасслоенные габбро и кислые породы; *4* – дайковый комплекс; *5* – вулканиты; *6* – меланж Хавасина; *7* – плоскость главного надвига; *8* – тектонические нарушения

достигает 18 км. В геологическом отношении они являются частью Средиземноморского складчатого пояса и, как считается, представляют собой реликт океанической литосферы мелового Мезотетиса. Офиолиты Семейл вместе с подстилающими вулканогенно-терригенными меланжированными отложениями были надвинуты в виде покровных чешуй на автохтонную шельфовую карбонатную толщу пермского–среднемелового возраста. Аллохтонные образования, в свою очередь, несогласно перекрыты мелководными маастрихтскими известняками. Весь этот разрез возник при деструкции пассивной континентальной окраины в позднем мелу (Tethyan ophiolites, 1980; Oman ophiolite, 1981).

Сами офиолиты при внедрении были расчленены на серию блоков, слабо деформированных по сравнению с разделяющими их зонами скалывания. Развитие внутренних пологих надвигов привело к повторяемости разрезов, иногда к их опрокидыванию. Внутри крупных пластин-блоков местами сохранился полный субслоистый набор офиолитовых комплексов (рис. 28), из которых габброидный изучен, пожалуй, наиболее детально. Его характеристика базируется здесь на данных Колмана, Смюинга, Паллистера и Хопсона, Гленни с соавторами.

Таблица 31. Химический состав базитов габброидного комплекса Семейл

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	46,0	48,3	48,4	49,0	49,3	37,9	47,4	48,3	51,0	49,1
TiO_2	0,19	0,17	0,48	0,27	0,28	0,0	0,1	0,43	0,31	2,51
Al_2O_3	16,6	12,5	15,7	19,0	15,3	8,6	27,2	17,8	13,8	14,2
Fe_2O_3	0,79	1,18	1,50	1,06	1,17	6,0	0,6	1,46	1,49	5,62
FeO	3,11	3,85	4,52	2,62	5,56	6,7	1,8	3,70	6,34	8,37
MnO	0,08	0,10	0,13	0,07	0,14	0,2	–	0,09	0,13	0,16
MgO	14,04	16,22	10,11	8,00	11,11	25,9	3,0	8,87	12,77	5,27
CaO	14,90	16,06	13,97	16,26	14,90	5,9	15,3	14,30	12,64	9,16
Na_2O	0,68	0,48	1,77	1,47	1,45	0,3	2,5	1,94	0,70	3,65
K_2O	0,00	0,00	0,06	0,03	0,00	0,0	0,1	0,09	0,02	0,12
P_2O_5	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	–	–	0,05	0,02	0,10
П.п.п.	3,62	1,83	2,61	1,79	0,79	8,6	1,9	2,91	1,38	1,39
Сумма	100,01	100,70	99,27	99,57	100,00	100,1	99,9	99,93	100,60	99,56
Ni	310	210	1390	122	–	1500	150	99	–	–
Cr	355	835	969	517	–	100	250	92	–	–
V	60	95	60	112	–	50	110	134	–	–
Sr	169	68	58	176	–	100	350	197	–	–
Y	5	6	6	10	–	–	–	13	–	–
Zr	7	6	–	–	–	–	–	–	–	–
Zn	18	26	44	12	–	–	–	19	–	–
Cu	27	17	40	35	–	60	100	35	–	–

1–7 – расслоенные кумулятивные габброиды: 1, 2 – оливиновые габбро (Oman ophiolite, 1981), 3, 4 – габбро (Oman ophiolite, 1981), 5 – габбронорит (Tethyan ophiolites, 1980), 6 – троктолит (Glennie et al., 1974), 7 – анортозит (Glennie et al.., 1974); 8–10 – верхние однородные габброиды: 8 – габбро (Oman ophiolite, 1981), 9 – габбронорит (Tethyan ophiolites, 1980), 10 – феррогаббро (Tethyan ophiolites, 1980).

Габброидный комплекс лежит на подстилающих гарцбургитах со "стратиграфическим" несогласием (ориентировка расслоенности в переходной габбро-ультрамафитовой зоне не совпадает с направлением сланцеватости перидотитов). Собственно базитовая часть комплекса начинается с расслоенных габброидов (см. рис. 25), слагающих основной его объем (2,6–5,5 км). Преобладают оливиновые габбро, эвкритовые габбро и анортозиты (табл. 31); в виде прослоев, особенно в нижней части расслоенной толщи, отмечены верлиты, троктолиты, клинопироксениты и крайне меланократовые габброиды. Протяженность отдельных слоев и ритмов в обнажениях невелика, как правило, 50–100 м. Структуры пород кумулятивные.

Ритмичная расслоенность габброидов осложнена цикличностью (см. рис. 26). В отличие от отдельных ритмов циклы прослеживаются в обнажениях на расстояние более 10 км, однако в разных разрезах общая их последовательность весьма невыдержана (Tethyan ophiolites, 1980). Важно подчеркнуть отсутствие внутренних интрузивных контактов в пределах расслоенной толщи. Вся серия плутонических пород может быть поэтому продуктом кристаллизации в единой крупной долгоживущей камере.

Клинопироксен, оливин и плагиоклаз являются сквозными минералами расслоенных габброидов (табл. 32–34); местами к ним присоединяются ортопироксен, коричневая высокоглиноземистая титанистая роговая обманка (паргасит, керсутит или магнезиогастингсит) и рудные минералы. Главные минералы здесь редко бывают зональными, но заметно варьируют по составу в разных точках разреза. Проведенные исследо-

Таблица 32. Химический состав моноклинных пироксенов из базитов габброидного комплекса Семейл (Oman ophiolite, 1981)

Компоненты	1 (0,13)	2 (1,24)	3 (1,40)	4 (3,51)	5 (5,21)
SiO_2	53,99	52,88	51,28	53,49	52,69
TiO_2	0,32	0,37	0,91	0,33	0,88
Al_2O_3	2,65	1,96	2,93	2,21	2,42
Cr_2O_3	0,59	0,16	0,00	0,55	0,70
FeO	4,27	6,21	8,88	4,43	6,26
MnO	0,11	0,14	0,20	0,11	0,14
MgO	17,04	16,99	14,75	15,88	16,50
CaO	23,29	21,02	21,08	23,78	21,08
Na_2O	0,25	0,25	0,33	0,19	0,43
Сумма	102,50	99,97	100,37	100,96	101,10
Wo	45	41	42	47	42
En	48	49	43	46	48
Fs	7	10	15	7	10

1–5 – расслоенные габброиды: 1 – меланогаббро, 2, 3 – оливиновые габбро, 4 – оливиновый габбронорит, 5 – меланогаббро; 6, 7 – переходные оливин-роговообманковые габбро; 8, 9 – верхние однородные габброиды: 8 – оливин-роговообманковое габбро, 9 – роговообманковое габбро.
Примечание. Здесь и в табл. 33 и 34 цифры в скобках – расстояние (в км) от подошвы габброидного комплекса; ц – ядра зональных кристаллов; к – краевые зоны.

Таблица 32 (окончание)

Компоненты	6	7	8ц	8к	9ц	9к
SiO_2	51,69	51,61	52,52	50,99	52,09	54,16
TiO_2	0,91	0,47	0,47	0,82	0,88	0,24
Al_2O_3	2,70	2,71	2,55	2,50	2,59	0,85
Cr_2O_3	0,00	0,41	0,20	0,04	0,08	0,03
FeO	8,93	5,07	5,50	7,92	9,06	6,76
MnO	0,21	0,08	0,13	0,21	0,22	0,25
MgO	14,57	17,11	16,84	15,75	15,73	15,24
CaO	20,85	22,01	21,74	21,11	20,56	24,83
Na_2O	0,35	0,27	0,22	0,39	0,35	0,13
Сумма	100,42	99,71	100,16	99,74	101,54	102,48
Wo	42	43	42	42	40	48
En	43	49	49	45	45	41
Fs	15	8	9	13	15	11

вания не привели, однако, к обнаружению правильной скрытой расслоенности (как в Скергаардском плутоне): изменения состава минералов по вертикали не подчинены единой закономерности. Выявленные тренды могут быть как близкими к прямым линиям (см. рис. 26), так и зигзагообразными (рис. 29). Особо следует отметить, что они резко отличаются от аналогичных трендов крупнейших дифференцированных плутонов (Уэйджер, Браун, 1970). Их особенности свидетельствуют, скорее, о том, что расслоенные габброиды кристаллизовались из магмы примерно постоянного состава. Такое условие требует многократной подпитки магматической камеры материнским расплавом (дифференциация в открытой системе), поскольку фракционирование в замкнутом очаге ведет к широкомасштабной эволюции состава выделяющихся минералов.

Таблица 33. Химический состав оливинов из расслоенных оливиновых габбро габброидного комплекса Семейл (Oman ophiolite, 1981)

Компоненты	1 (0,147)	2 (0,150)	3 (1,34)	4 (1,40)	5 (3,04)	6 (4,52)
SiO_2	40,64	40,22	39,52	37,39	38,72	38,19
FeO	12,65	15,79	17,90	26,96	21,36	24,33
MnO	0,18	0,14	0,25	0,36	0,34	0,33
NiO	0,17	0,23	0,19	0,10	0,03	0,03
MgO	47,62	45,27	43,12	34,49	40,77	38,19
CaO	0,05	0,03	0,09	0,09	0,06	0,09
Сумма	101,32	101,68	101,29	99,38	101,27	101,16
Fo	86,9	83,5	80,9	69,2	77,0	73,4

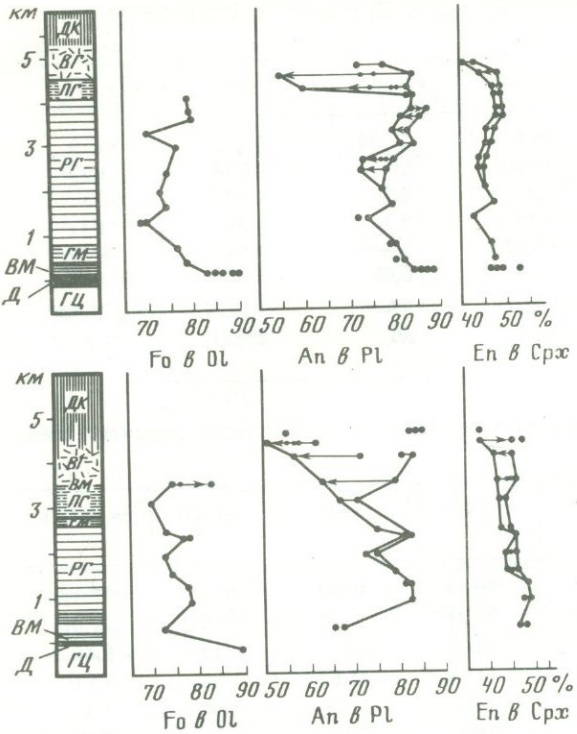
Таблица 34. Химический состав плагиоклазов из кумулятивных габброидов комплекса Семейл (Oman ophiolite, 1981)

Компоненты	1 (0,147)	2 (0,22)	3 (1,34)	4 (1,40)	5 (2,40)	6ц (5,21)	6к (5,21)
SiO_2	46,88	52,11	47,58	50,34	49,97	46,64	53,13
Al_2O_3	33,20	29,79	33,25	30,28	31,66	32,86	29,08
FeO	0,40	0,43	0,45	0,60	0,44	0,33	0,46
CaO	18,46	13,33	17,14	14,94	15,62	18,06	13,10
Na_2O	1,35	4,02	1,91	3,13	2,79	1,58	4,35
K_2O	0,01	0,04	0,00	0,02	0,01	0,01	0,03
Сумма	100,28	99,70	100,35	99,28	100,50	99,47	100,15
An	88,3	64,5	83,2	72,5	75,5	86,3	62,3

1–4 – оливиновые габбро; 5 – габбро; 6 – меланогаббро.

Расслоенные габброиды сменяются в разрезе трахитоидными тонкослоистыми лейкогаббро и габбро, лишенными признаков ритмичной расслоенности (так называемые переходные габбро мощностью 100–400 м). Переход совершается очень быстро; чаще всего ритмичная расслоенность полностью пропадает на протяжении нескольких метров. Ее исчезновение не сопровождается изменением минерального состава пород, и выше зоны контакта развиты те же три основные фазы (Pl, Cpx, Ol). Составы их лежат в прежнем интервале колебаний, однако плагиоклаз в этой зоне становится отчетливо зональным. Планарность микроструктур переходных габбро также связывается с осаждением кристаллов из расплава (Уэйджер, Браун, 1970; Jackson, 1961).

Разрез габброидного комплекса венчается массивными мелко- и среднезернистыми оливин-роговообманковыми габбро, роговообманковыми габбро без оливина, габбро-норитами (верхние габбро мощностью 200–800 м) и небольшими телами феррогаббро, диоритов, тоналитов и трондьемитов, представляющими собой конечные продукты дифференциации. Текстурная однородность габброидов этой части разреза нарушается только появлением грубозернистых и пегматоидных разностей. Породам свойственна гипидиоморфнозернистая структура. В некоторых из них отмечалось присутствие кварца и развитие гранофирового агрегата. В плагиоклазах резко выражена прямая зональность (от An_{85} в ядре до An_{35} в краевых частях зерен), причем состав центральных частей кристаллов близок к химизму равновесных плагиоклазов нижележащих кумулатов. Клинопироксены также зональны, хотя состав их изменяется менее закономерно (см. табл. 32). Первичные (?) амфиболы тяготеют к магнезиогастингситу; среди них преобладают зеленые разновидности.



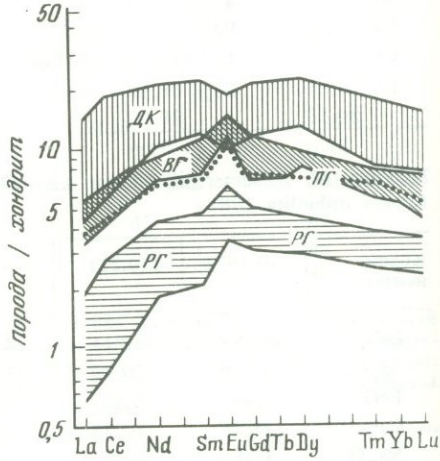


Рис. 29. Скрытая расслоенность в разрезах южной части габброидного комплекса Семейл (по Паллистеру и Хопсону, Oman ophiolite, 1981)

Породы: *ГЦ* – гарцбургиты ультрабазитового комплекса; *Д* – дуниты габброидного комплекса; *ВМ* – переслаивающиеся верлиты и меланогаббро; *ГМ* – переслаивающиеся меланократовые расслоенные габброиды; *РГ* – нормальные расслоенные габброиды; *ПГ* – трахитоидные габброиды переходной зоны; *ВГ* – верхние нерасслоенные габбро; *ДК* – дайковый комплекс; стрелками показано направление изменения составов зональных зерен

Рис. 30. Распределение редкоземельных элементов в расслоенных (*РГ*), переходных (*ПГ*), верхних однородных (*ВГ*) габброидах и долеритах дайкового комплекса (*ДК*) офиолитов Семейл (Oman ophiolite, 1981)

После консолидации верхняя часть габброидного комплекса (начиная с верхов расслоенной толщи) подверглась интенсивному метаморфизму в условиях зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фации с замещением клинопироксена актинолитом, раскислением плагиоклаза, появлением эпидота, хлорита, клиноцоизита и др. Признаки метаморфизма в остальной части разреза расслоенных габброидов выражены плохо, но четко фиксируются по геохимическим данным (Oman ophiolite, 1981).

Контакты с расположенным выше дайковым комплексом в большинстве случаев резкие, интрузивные; они отвечают главному несогласию в офиолитах Омана.

Базиты габброидного комплекса Семейл подверглись в последнее время очень детальному геохимическому исследованию (Oman ophiolite, 1981). Полученные результаты настолько обширны, что привести их можно только в тезисной форме.

1. Общий характер накопления РЗЭ в расслоенных и однородных габброидах комплекса Семейл (табл. 35), с опущенной левой частью (легкие РЗЭ) нормированных кривых распределения (рис. 30), согласуется с предположением о том, что интрузивные базиты комплементарны расположенным выше базальтам дайкового комплекса. Резкие европиевые максимумы в расслоенных габбро указывают на интенсивную магматическую кумуляцию плагиоклаза. В верхних однородных габбро неожиданно также обнаружились отчетливые Eu-аномалии, что позволяет говорить о дифференциации

Таблица 35. Содержание микроэлементов и изотопные отношения свинца и стронция в базитах габброидного комплекса Семейл (Oman ophiolite, 1981)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
La	0,30	0,23	0,061	0,23	0,18	1,3	1,2	1,7
Ce	0,87	0,97	0,40	0,83	1,3	3,5	6,6	5,5
Nd	1,8	1,5	0,68	1,6	1,8	4,0	4,0	4,8
Sm	0,48	0,51	0,12	0,56	0,73	1,4	1,4	2,0
Eu	0,26	0,29	0,14	0,33	0,32	0,63	0,71	0,87
Gd	0,72	1,0	0,30	0,90	1,2	2,0	1,8	2,0
Tb	0,16	0,16	0,053	0,17	0,23	0,35	0,34	0,51
Dy	0,96	1,1	2,6	1,1	1,6	2,7	2,5	2,4
Tm	0,083	0,091	0,033	0,091	0,11	0,20	0,18	0,26
Yb	0,48	0,57	0,20	0,53	0,69	1,3	1,1	1,7
Lu	0,070	0,093	0,030	0,075	0,095	0,19	0,15	0,26
U	0,00407	0,00434	0,00545	–	–	–	–	0,0232
Th	0,00740	0,00437	0,00117	–	–	–	–	0,0711
Pb	0,144	0,404	0,0369	–	–	–	–	0,166
Rb	2,3	1,8	1,8	5,5	1,2	3,9	4,4	7,7
Sr	139	131	87,4	154	121	206	170	201
$^{206}Pb/^{204}Pb$	18,139	18,035	18,020	–	–	–	–	18,094
$^{207}Pb/^{204}Pb$	15,459	15,441	15,448	–	–	–	–	15,440
$^{208}Pb/^{204}Pb$	37,970	37,842	37,826	–	–	–	–	37,928
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0,70303	0,70293	0,70369	0,70300	0,70305	0,70475	0,70389	0,70356

1–5 – расслоенные габброиды: 1–3 – оливиновые габбро, 4, 5 – габбро; 6–8 – однородные габброиды: 6 – оливин-роговообманковое переходное габбро, 7 – оливин-роговообманковое верхнее габбро, 8 – роговообманковое верхнее габбро.

Таблица 36. Содержание микроэлементов и изотопия стронция, неодима и кислорода в некоторых базитах офиолитов Омана (Oman ophiolite, 1981)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
K	126	117	1320	2290	3950	4470
Rb	0,066	0,0552	0,674	1,04	1,63	7,16
Sr	132	188	196	388	162	198
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0,70383	0,70304	0,70370	0,70519	0,70535	0,70491
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0,512274	0,512310	0,512251	0,512275	0,512250	0,512219
$\delta^{18}O, ‰$	5,2	5,7	3,7	6,8	8,5	12,7

1, 2 – расслоенные габбро; 3 – роговообманковое однородное верхнее габбро; 4, 5 – метадолериты дайкового комплекса; 6 – подушечный базальт.

исходного расплава и в этой части разреза. Концентрации других редких литофильных элементов (табл. 36; см. табл. 31, 35) в габброидах в общем низки для базитов, что свидетельствует об истощенности магмогенерирующего слоя этими компонентами.

2. Данные по изотопии свинца, стронция и неодима (см. табл. 35, 36) согласуются с представлениями о происхождении материнских расплавов габброидов Семейл из вещества истощенной океанической верхней мантии и формировании пород под срединным хребтом свыше 100 млн. лет назад (Oman ophiolite, 1981). Наблюдаемая дисперсия отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ незакономерно варьирует в разрезе расслоенной толщи и отражает, по-видимому, не фракционирование в очаге, а либо изначальную неоднородность мантийных источников разных порций первичного расплава, дискретно посту-

павших в магматическую камеру, либо, скорее, частичную контаминацию габброидов стронцием морской воды.

3. Очень интересны выводы о постмагматической эволюции габброидов, сделанные с помощью изотопии кислорода (Oman ophiolite, 1981). Согласно аналитическим данным (см. табл. 36), комплекс подвергся гидротермальной проработке морской водой практически на всю свою мощность. Отмечается обеднение большинства проб тяжелым изотопом ^{18}O в сравнении с первично-магматическим значением $\delta^{18}O$, равным $+5{,}7^0/_{00}$ (см. рис. 40). Облегчение изотопного состава кислорода фиксируется даже в петрографически свежих образцах. Отсутствие в них вторичных низкотемпературных минералов (актинолита, талька и др.) указывает, что изотопный обмен был высокотемпературным, т. е. близким по времени к стадии магматической кристаллизации пород.

Комплекс Бей-оф-Айлендс (Канада). В гигантской складчатой области Аппалач, пересекающей почти всю восточную часть Северной Америки, фрагменты полностью дезинтегрированных офиолитов широко распространены в виде блоков, глыб и целых массивов (обычно серпентинитовых, реже габброидных) в составе тектонических меланжей (данные Моргана, Дрейка, Уильямса и др.). Лишь в северном окончании пояса, в Квебеке и особенно на о-ве Ньюфаундленд, известны ненарушенные офиолитовые ассоциации. Последние считаются фрагментами литосферы исчезнувшего океана Япетус (Протоатлантики), надвинутыми в раннем ордовике на древнюю континентальную окраину (Черч, Малпас, Стивенс и др.).

В составе офиолитовых аллохтонов Западного Ньюфаундленда присутствуют в разных комбинациях все главные единицы унифицированного разреза. Офиолиты крупнейшего и наиболее представительного комплекса Бей-оф-Айлендс образуют четыре разобщенных массива: Тейбл-Маунтин, Норт-Арм, Блоу-Ми-Даун и Льюис-Хиллс. Все они, по-видимому, являются останцами одного крупного покрова (рис. 31). Согласно Малпасу и Стивенсу, тектонически каждый из них представляет собой пологую синклиналь с субгоризонтальной осевой частью.

Габброидный комплекс общей мощностью около 3 км обнажен во всех четырех массивах. В его составе снизу вверх выделяются (Колман, 1979; Girardeau, Mevel, 1982): 1) переходная зона переслаивающихся дунитов, плагиоклазсодержащих дунитов, верлитов, клинопироксенитов, троктолитов, оливиновых габбро и других пород мощностью 100–200 м; 2) нижние расслоенные габброиды – оливиновые габбро, троктолиты, габбро, лейкократовые габбро (1500 м); 3) толща верхних массивных однородных оливиновых габбро, габбро, роговообманковых габбро, диоритов и трондьемитов (около 1300 м). Все части габброидного комплекса сменяют друг друга в разрезах совершенно постепенно. В массиве Норт-Арм, по Элтону, Кейси и Комору, граница с нижележащими гарцбургитами также постепенная, без срывов и несогласий. В массиве Блоу-Ми-Даун, напротив, в основании переходной зоны фиксируется угловое несогласие расслоенности со сланцеватостью подстилающих ультрабазитов. Аналогичное структурное несоответствие местами отмечалось и с дайковым комплексом. Меланократовые габброиды и основные ультрамафиты переходной зоны вместе с гарцбургитами подверглись интенсивной деформации и перекристаллизации с образованием тектонитов. Участки деформации и перекристаллизации проникают в вышележащие недеформированные нижние габброиды с типичными кумулятивными структурами, особенно в массиве Блоу-Ми-Даун (Girardeau, Mevel, 1982). Несмотря на повсеместную ритмичную расслоенность нижних габбро с обычными вариациями от меланократового оливинового габбро до анортозита в пределах ритма, элементов градационной или косой слоистости в них не установлено, но Малпасом и Стивенсом были отмечены резкие колебания размеров выделений по простиранию прослоев. В верхних габброидах, большей частью офитовых и лишенных признаков кумуляции, кое-где также описаны слоистые текстуры, обусловленные присутствием прослоев амфиболитов; эта "слоистость" дисконформна расслоенности нижних габбро (Girardeau, Mevel, 1982) и, очевидно, связана с наложенными деформациями.

Минеральный состав базитов определяется прежде всего различными комбинациями

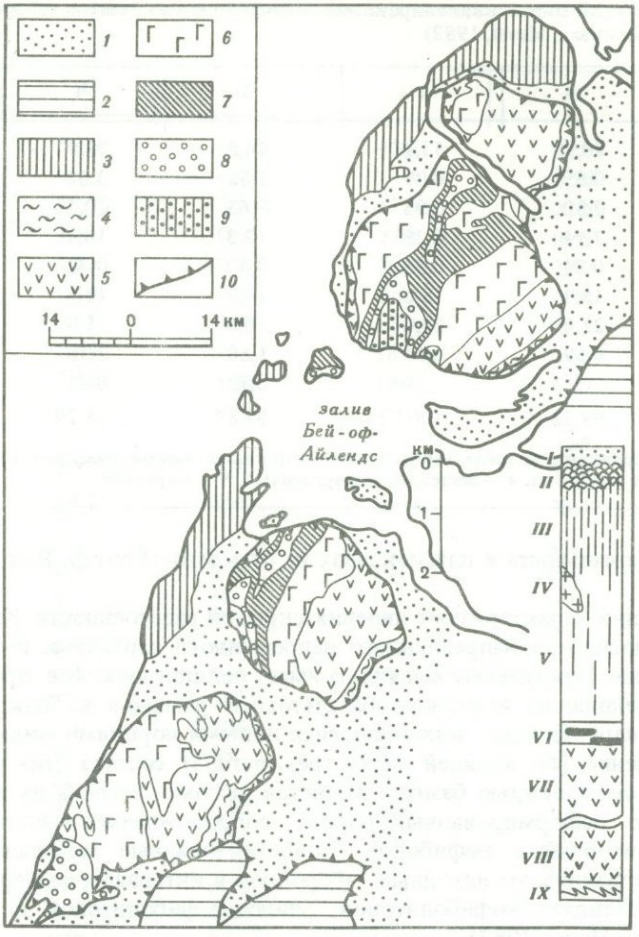


Рис. 31. Схема геологического строения комплекса Бей-оф-Айлендс (Suen et al., 1979)

1 – кембрийские аллохтонные обломочные толщи (группа Хамбер-Арм); *2* – автохтонные нижнепалеозойские карбонатные отложения; *3* – геосинклинальные интрузивные породы; *4–8* – офиолитовая ассоциация Бей-оф-Айлендс: *4* – метаморфический ореол (зеленые сланцы, амфиболиты) в основании ассоциации, *5* – перидотиты ультрабазитового комплекса, *6* – базиты и ассоциирующие с ними средние и кислые породы габброидного комплекса, *7* – дайковый комплекс, *8* – вулканический комплекс; *9* – обломочные осадочные породы, переслаивающиеся с лавами: *10* – надвиги. *I* – осадки; *II* – лавы; *III* – дайки; *IV* – диориты, трондьемиты; *V* – габбро; *VI* – расслоенные габброиды и ультрамафиты; *VII* – гарцбургиты; *VIII* – лерцолиты; *IX* – амфиболиты

плагиоклаза, клинопироксена (табл. 37) и оливина. Ортопироксен встречается спорадически в безоливиновых габброноритах, а магнетит развит повсеместно, но в акцессорных количествах; лишь в некоторых поздних феррогаббро он приобретает характер породообразующего минерала. Во всех габброидах, особенно в верхних роговообманковых габбро, распространены разнообразные амфиболы (см. табл. 37). Состав минералов широко варьирует в разрезе комплекса, причем общий тренд их изменения определяется в первую очередь параллельным накоплением Fe в темноцветных минералах и понижением основности плагиоклаза во все более вышележащих породах. Так, железистость оливина возрастает от 12–13% в троктолитах переходной зоны до 30% в верхах расслоенной серии (нижние габбро). Содержание ферросилитового минала в ортопироксене из центральной части толщи кумулятивных габброидов колеблется в пределах 20–25% с тенденцией к повышению кверху. В том же направлении более чем в 3 раза увеличивается железистость клинопироксена. Номер плагиоклаза меняется от 85 в кумулятивных расслоенных габброидах до 60 в габброноритах и верхних роговообман-

Таблица 37. Химический состав клинопироксенов и амфиболов из базитов габброидного комплекса Бей-оф-Айлендс (Girardeau, Mevel, 1982)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO_2	50,7	53,1	44,8	42,9	42,8
TiO_2	0,65	0,09	1,88	3,02	4,69
Al_2O_3	2,80	0,93	7,63	10,3	12,2
FeO	7,44	6,23	19,3	16,4	7,75
MnO	0,34	0,33	0,40	0,32	0,16
MgO	15,9	15,6	11,5	11,8	16,5
CaO	21,0	23,6	10,6	11,0	11,5
Na_2O	0,39	0,14	1,60	2,10	2,41
K_2O	–	–	0,12	0,45	0,23
Сумма	99,22	100,02	97,83	98,29	98,24

1, 2 – клинопироксены нижних габбро; 3–5 – первично-магматические (?) амфиболы верхних роговообманковых габбро: 3, 4 – железистые паргаситы, 5 – керсутит.

ковых габбро; зональность в плагиоклазах не отмечена (Church, Riccio, 1977; Suen et al., 1979).

Все эти вариации характеризуют явления скрытой расслоенности. Как и в офиолитах Омана, она не носит однонаправленного непрерывного характера, несколько раз претерпевая инверсию. В результате вся толща имеет полициклическое строение, указывающее на дифференциацию исходного базальтового расплава в "открытой" магматической камере, периодически пополнявшейся новыми порциями жидкости, а также на частичное изменение (по крайней мере, трехкратное) состава этих новых инъекций.

Характерной особенностью базитов является высокая степень их вторичного изменения (особенно деформированных пород), сопровождаемого широким развитием разнообразных вторичных амфиболов. Новообразованные минеральные ассоциации указывают на метаморфизм исходных габброидов в интервале температур 750–350°С, что отвечает условиям амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (Girardeau, Mevel, 1982).

Химический состав габброидов колеблется по содержанию петрогенных компонентов и микроэлементов в значительных пределах (табл. 38), отражая невыдержанность минерального состава пород. В литературе не раз отмечалось общее химическое сходство плутонических базитов комплекса Бей-оф-Айлендс с океаническими толеитами. Однако данные анализов плохо согласуются с таким выводом; содержания TiO_2, общего железа, SiO_2, Al_2O_3, щелочей в большинстве случаев заметно отличаются от базальтов срединных хребтов (Колман, 1979; Suen et al., 1979). Диаграмма *AFM* предоставляет несомненное доказательство принадлежности габброидов как к толеитовой, так и к известково-щелочной сериям (рис. 32).

Геохимические данные также не подтверждают вещественной идентичности габброидов и океанических толеитов; содержания ряда микроэлементов (Zr, Hf, Rb, Ba, Ni, Cr) в них заметно разнятся. На вариационных кривых распределения РЗЭ хорошо выражены "океаническое" обеднение легкими элементами относительно хондритового стандарта и резкая положительная Eu-аномалия, совершенно несвойственная базальтам океанов (рис. 33).

Базиты массива Блоу-Ми-Даун были первой офиолитовой ассоциацией, подвергшейся комплексному изучению в отношении радиогенных изотопов (Jacobsen, Wasserburg, 1979). По мнению исследователей, выполнивших эту работу, изотопия стронция (табл. 39) свидетельствует о контаминации верхней части габброидного разреза морской водой. В то же время величины отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ ложатся в "мантийный" интервал, хотя и несколько понижены по сравнению с океаническими толеитами. Абсо-

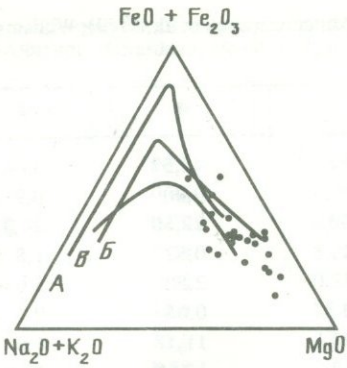
Таблица 38. Химический состав габбро комплекса Бей-оф-Айлендс (Suen et al., 1979); Williams, Malpas, 1972)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO_2	50,03	46,73	47,77	42,37	47,4
TiO_2	–	0,47	–	0,20	0,9
Al_2O_3	19,30	19,70	17,80	22,50	20,3
Fe_2O_3	1,51	0,33	2,04	0,52	1,8
FeO	4,03	5,10	3,65	2,50	5,0
MnO	0,10	0,08	0,10	0,05	0,1
MgO	7,77	9,35	10,23	11,18	6,8
CaO	11,81	13,67	16,62	12,69	11,9
Na_2O	2,52	1,85	1,04	1,29	3,2
K_2O	–	0,03	–	–	0,5
P_2O_5	–	–	–	0,06	0,1
П.п.п.	2,31	2,90	1,19	5,36	1,9
Сумма	99,38	100,21	100,44	98,72	99,9
Rb	9	5	12	6	5
Sr	196	174	191	549	267
Ba	4	4	6	–	62
Zr	23	7	27	36	72
Sc	29	32	51	6,5	–
Cr	185	810	460	300	178
Co	52	50	56	44	40
Ni	120	205	139	520	90
Cu	24	88	21	53	35
Zn	52	46	49	32	56
La	0,15	0,32	0,12	0,23	–
Sm	0,31	0,41	0,32	0,06	–
Eu	0,31	0,34	0,31	0,15	–
Tb	0,12	0,14	0,08	–	–
Yb	0,31	0,38	0,26	0,04	–
Lu	0,06	0,05	0,06	–	–

Таблица 39. Содержание микроэлементов и изотопные отношения стронция и неодима в базитах комплекса Бей-оф-Айлендс (Jacobsen, Wasserburg, 1979)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
K	178	132	2930	3819	5505	1328
Rb	0,135	0,073	1,75	1,93	8,61	1,06
Sr	125	140	407	333	274	156
Ba	5,4	–	–	31	32	21
Nd	1,49	0,990	5,47	9,17	9,75	8,63
Sm	0,674	0,437	2,00	3,06	3,27	2,76
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0,70317	0,70254	0,70561	0,70523	0,70519	0,70448
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0,512435	0,512472	0,512284	0,512277	0,512283	0,512222

1–3 – габброидный комплекс: 1,2 – расслоенные габбро, 3 – однородное метагаббро; 4, 5 – долериты дайкового комплекса; 6 – подушечный базальт вулканического комплекса.



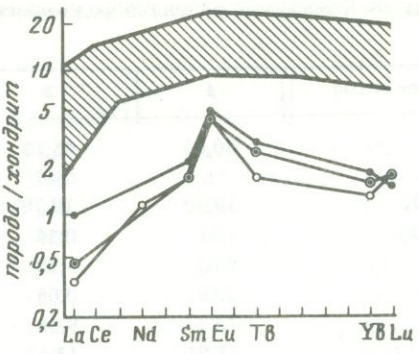


Рис. 32. Распределение фигуративных точек составов габброидов комплекса Бей-оф-Айлендс на диаграмме *AFM* (по Малпасу)

А, Б, В – то же, что на рис. 27

Рис. 33. Распределение редкоземельных элементов в габбро комплекса Бей-оф-Айлендс (Suen et al., 1979). Заштриховано поле составов базальтов срединно-океанических хребтов

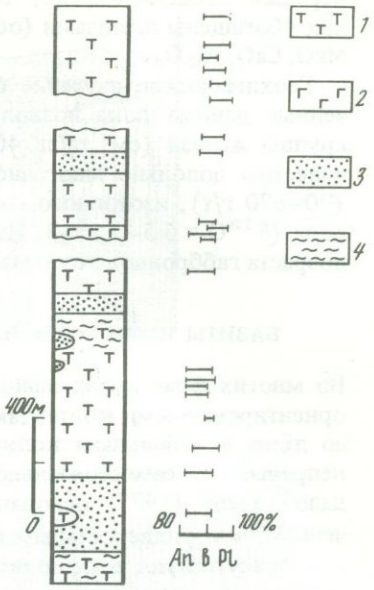
лютный возраст двух кумулятивных габбро, полученный с помощью Sm-Nd метода, составил 501 и 508 млн. лет, что хорошо согласуется с геологическими данными.

Офиолиты Урала. Классической областью развития офиолитов является Урал. Ассоциации его зеленокаменных зон образуют крупнейший в мире внутриконтинентальный офиолитовый пояс. Согласно А.А. Ефимову и В.Н. Пучкову, характерной особенностью уральских офиолитов является частое отсутствие субвулканических и эффузивных членов, но габбро-гипербазитовые массивы развиты здесь очень широко. На всем протяжении складчатой системы они приурочены к границе мио- и эвгеосинклинальных зон, сосредоточены внутри последних или шарьированы на миогеосинклинальные толщи. Геолого-геофизические исследования свидетельствуют, что офиолиты Урала представляют собой пологопадающие аллохтонные пластины, как правило, входящие в состав крупных тектонических покровов. Часто офиолиты превращены в серпентинитовый меланж (данные А.С. Перфильева, М.А. Камалетдинова, Н.Г. Берлянд и др.). Внутренняя структура сохранившихся фрагментов разнообразна. Преобладают нормальные субслоистые габбро-гипербазитовые ассоциации; некоторые из них интерпретировались как части опрокинутых лежачих складок (А.С. Перфильев).

Габброидные комплексы известны во многих офиолитах Урала, но более детально изучены массивы, расположенные на крайнем севере (Войкар-Сыньинский) и на юге (Хабарнинский и Кемпирсайский) складчатой области. Как обычно, габброидные комплексы представляют собой зоны непрерывного чередования и взаимопереходов разных по составу пород. Однако если в первых двух случаях смена ультрамафитов габброидами носит более обычный характер (с широким участием пироксенов и появлением в низах габброидного комплекса верлитов, оливиновых, мономинеральных и плагиоклазовых клинопироксенитов, местами вебстеритов и лерцолитов), то в габброидном комплексе западного контакта Кемпирсайского массива пироксены встречаются спорадически и чередование зон разного состава обусловлено почти исключительно изменением соотношений в породах оливина и плагиоклаза (рис. 34). Собственно габброидные части разрезов имеют различную мощность – от первых сотен метров до 1,5–2 км в Войкар-Сыньинском массиве. Они могут быть сложены преимущественно габброноритами (восточная часть Хабарнинского массива), габброноритами и габбро с незначительным развитием оливиновых габбро, феррогаббро, троктолитов и лейкогаббро (Войкар-Сыньинский массив), оливиновыми габбро, троктолитами и сходными базитами, варьирующими по минеральному составу от плагиоклазовых оливинитов до анортозитов (Кемпирсайский массив). Все эти вариации можно связать с отличиями путей фракционирования исходных расплавов и разной степенью тектонической нару-

Рис. 34. Схематический разрез западной части Кемпирсайского массива и пределы колебаний состава плагиоклаза в базитах (по А.А. Ефимову, Л.П. Ефимовой)

1 – троктолиты; *2* – оливиновое габбро; *3* – аподунитовые серпентиниты; *4* – зоны деформации в троктолитах



щенности габброидных комплексов. Общим для всех трех массивов является тектонизированный характер структур габброидов, резко выраженный даже в ритмично-слоистых габброноритах Войкар-Сыньинского массива. Местами гранобластовые структуры переходят в катаклазированные, и породы приобретают гнейсовидный облик. Разнообразные деформации сопровождали метаморфизм базитов, уровень которого колебался от зеленосланцевого до амфиболитового (Ефимов, 1984).

В минеральном составе уральских офиолитовых габброидов преобладают плагиоклаз (An_{75-95}), оливин (Fa_{12-15}), железистые орто- и клинопироксены (бронзит, гиперстен и авгит). В габброноритах Хабарнинского массива отмечены необычные для офиолитовых базитов ортоклаз и биотит (данные В.И. Маегова и автора); здесь же основность плагиоклаза понижена до An_{50-60}. Главные акцессорные минералы – магнетит, хромшпинелид и апатит.

Результаты выборочных химических анализов пород помещены в табл. 40. Как и в других регионах, разные их виды сильно варьируют по содержанию основных окислов, однако большинству габброидов свойствен эвкритовый характер. Несколько

Таблица 40. Химический состав офиолитовых габброидов Урала

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	46,74	46,90	48,3	47,5	47,28	51,63	43,14	43,37	37,79
TiO_2	0,08	0,05	0,07	0,51	0,84	0,83	0,10	0,07	0,06
Al_2O_3	25,80	19,00	21,7	19,9	16,84	18,36	21,92	26,32	14,05
Fe_2O_3	0,51	2,02	0,74	3,01	4,77	2,50	Сл.	0,47	2,00
FeO	3,88	5,26	4,76	6,29	7,40	6,66	2,30	2,27	3,55
MnO	0,08	0,01	0,20	0,25	0,31	0,17	0,02	0,03	0,08
MgO	6,45	9,04	9,00	6,00	6,44	4,40	13,27	8,51	23,56
CaO	14,30	12,34	13,8	12,5	11,65	7,95	13,99	13,81	7,94
Na_2O	1,60	1,80	0,55	1,68	1,95	2,93	1,10	0,10	0,13
K_2O	0,04	0,10	0,02	0,03	0,51	2,76	Сл.	0,15	Сл.
P_2O_5	0,01	0,01	0,00	0,00	0,50	0,45	0,00	Сл.	”
П.п.п.	0,93	2,99	1,42	1,88	1,00	1,15	3,21	3,96	10,41
Сумма	100,42	99,52	100,56	99,56	99,49	99,52	99,24	99,12	99,89
Ni	47	55	63	28	–	–	160	235	80
Cr	82	240	48	55	–	–	960	137	1850
V	157	180	207	365	–	–	110	–	–
Co	24	39	63	62	–	–	31	24	48

1–4 – Войкар-Сыньинский массив (материалы автора): 1 – лейкогаббро, 2 – амфиболизированное габбро, 3, 4 – габбронориты; 5, 6 – габбронориты, Хабарнинский массив (по В.И. Маегову); 7–9 – Кемпирсайский массив (по А.А. Ефимову): 7 – оливиновое габбро, 8 – лейкотроктолит, 9 – меланотроктолит.

нарушают общую картину только габбронориты Хабарнинского массива; многие из них обогащены щелочами (особенно K), титаном, фосфором, отчасти SiO_2, но обеднены MgO, CaO, Al_2O_3.

Геохимическое изучение базитов уральских офиолитов только начинается, и полученные данные пока позволяют судить лишь о распределении в породах элементов группы железа (см. табл. 40). Однако для габброидов Войкар-Сыньинского массива известны довольно многочисленные определения рубидия (0,25–1,36 г/т), стронция (90–670 г/т), изотопного состава стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70265–0,70500) и кислорода ($\delta^{18}O$ = 5,5–7,2‰). Изотопия стронция привлекалась для обоснования древнего возраста габброидов этого массива (Геохимия..., 1983).

БАЗИТЫ КОМПЛЕКСА ПАРАЛЛЕЛЬНЫХ ДАЕК

Во многих фрагментах офиолитов известны группы трещинных интрузий с одинаково ориентированными контактами, выполняющих почти целиком замкнутое пространство, но лишь в небольшом количестве ассоциаций дайковый комплекс предстает в виде непрерывной самостоятельной единицы офиолитовых разрезов. Это обстоятельство дало Тайеру (1977) основание считать параллельные дайковые серии скорее исключением, чем универсальным признаком офиолитов. Однако именно такие серии, когда они присутствуют в офиолитах в большом объеме, непрерывно прослеживаясь в обнажениях на десятки километров и достигая вертикальной мощности 1,5–2 км, как, например, в массиве Троодос на Кипре, служат иллюстрацией положений новой глобальной тектоники о раздвигании плит и рождении океанической коры в зонах спрединга.

К комплексу параллельных даек относятся группы пластовых и трещинных интрузий с вертикальным или крутым падением, стратиграфически залегающие между плутоническими базитами габброидного комплекса и вулканитами. Дайки часто представляли собой подводящие каналы эффузивных толщ: полевые наблюдения свидетельствуют о том, что лавовые покровы непосредственно питались дайками (рис. 35, *а*). На контакте между дайковым и вулканическим комплексами, как правило, выявляется промежуточная зона, в которой отдельные полнокристаллические тела обособлены друг от друга блоками подушечных базальтов, причем количество этих блоков (скринов) нарастает вверх по разрезу. В основании лавовой толщи иногда можно видеть штокверки даек, образующих неправильную ветвистую сеть жил – систему подводящих каналов (Колман, 1979). Такие соотношения позволяют считать верхний контакт дайкового комплекса постепенным.

Менее ясна природа нижнего контакта, хотя и здесь часто развита промежуточная зона аналогичного строения с появлением скринов плутонических пород в междайковых пространствах и ростом их количества с приближением к габброидному комплексу, а в ряде случаев отдельные дайки отчетливо формируются в его верхах, как бы растворяясь в толще габброидов. Чаще, однако, отмечались признаки закалки даек на контактах с плутоническими породами и их выклинивание внизу, в связи с чем существует мнение, что габброиды консолидировались до становления даек и внедрение последних происходило сверху вниз в отвердевшие базиты; в офиолитах Кизил-Даг (Турция), Бей-оф-Айлендс (Ньюфаундленд) и Каньон-Маунтин в Орегоне установлены различия в характере деформаций и структурное несогласие дайкового и габброидного комплексов (Тайер, 1977; Колман, 1979). Более того, в массиве Кизил-Даг и Северо-Апеннинских офиолитах дайки пронизывают не только габброиды, но и гарцбургиты (Parrot, 1973; Bortolotti et al., 1976). С другой стороны, кислые интрузивные породы, которые считаются поздними дериватами габброидного комплекса, часто находятся в секущих соотношениях с вышележащими дайками, прорывая основание дайкового комплекса (Мурс, Вайн, 1973; Тайер, 1977; Oman ophiolite, 1981). По-видимому, редкий случай зафиксирован в массиве Норт-Арм, где единая дайковая толща по-разно-

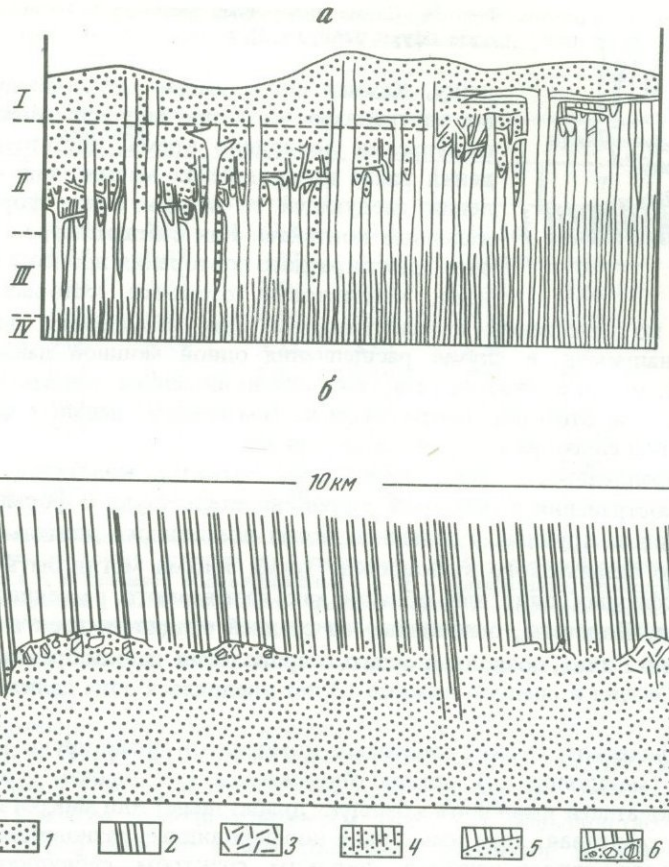


Рис. 35. Соотношения параллельных даек с базальтами и габброидами

а – схематический разрез верхней части дайкового комплекса и вулканитов в массиве Троодос (Колман, 1979); *б* – характер контактов даек и габброидов в массиве Норт-Арм, комплекс Бей-оф-Айлендс (по Розенкранцу); *1* – габбро; *2* – параллельные дайки; *3* – массивные метадолериты; *4–6* – типы переходов от габброидов к дайкам: *4* – постепенный, *5* – резкий, *6* – резкий с сохранением резорбированных ксенолитов даек в габбро; *I* – верхние подушечные лавы; *II* – нижние подушечные лавы; *III* – Базальная группа; *IV* – диабазы

му контактирует с подстилающими габброидами (см. рис. 35, *б*). Несоответствия с моделью постепенного нижнего контакта подчеркнул Колман, отметивший, что "различные особенности параллельных даек требуют альтернативных объяснений, и в целом еще не хватает материала для удовлетворительного решения этой сложной структурной проблемы. Для того чтобы объяснить нисходящие инъекции даек в деформированные габбро, приходится предполагать латеральную миграцию крупных масс магмы, а для объяснения часто наблюдающихся вариаций состава в дайковом комплексе, очевидно, необходимо наличие нескольких магматических камер" (Колман, 1979, с. 71).

Внутреннее строение параллельных дайковых серий уникально для ассоциаций субвулканических пород. Их разрезы сложены многочисленными телами, имеющими в каждом из конкретных проявлений общее простирание, которое, однако, может несколько меняться от обнажения к обнажению. В классическом дайковом комплексе Троодос на Кипре Гасс насчитал 48 000 почти параллельных тел на расстоянии около 100 км, что наглядно иллюстрирует масштабы спрединга. В сопряженных дайках мощностью от 10 см до 5 м часто устанавливается асимметричное (одностороннее) распределение зон закалки (рис. 36). Появление тел только с одной афанитовой оторочкой объясняется дискретным поступлением расплава в устойчиво раскрывающуюся тре-

Рис. 36. Схема поперечных разрезов дайкового комплекса Троодос (Мурс, Вайн, 1973)

щину. Каждая последующая дайка внедрялась поэтому во внутреннюю часть предыдущей. Между отдельными импульсами проходило время, достаточное для охлаждения ранее внедрившейся магмы, так что при поступлении следующей ее порции опять формировались закаленные контакты. Как считают Мурс и Вайн, в результате многократного повторения процесса возникала серия даек, контактовые оторочки которых располагались асимметрично по отношению к оси трещины. При нарушениях динамики дайкообразования, например, в случае расщепления одной мощной дайки несколькими последующими, могли появиться тела, совершенно лишенные зон закалки. По данным Кидда и Канна, они отвечают центральным частям некогда цельных даек, фактически представляя собой своеобразные дайковые скрины.

Обычная параллельность даек, своеобразная закалка контактов, региональный характер распространения и основной состав свидетельствуют о формировании дайковых комплексов в крупных удлиненных зонах постоянного длительного растяжения и непрерывного базальтового вулканизма. Этими зонами могли быть разрастающиеся границы литосферных плит или области так называемого рассеянного спрединга в краевых морях. Подсчеты, основанные на средней мощности даек и предполагаемой скорости раздвига плит, позволяют судить о хронологии дайкообразования; например, в комплексе Семейл в среднем каждые 13 лет внедрялась одна дайка (Oman ophiolite, 1981).

В петрографическом облике дайковых комплексов доминируют метаморфизованные долериты (метадолериты), обычно описываемые как диабазы (что даже побудило многих исследователей именовать комплекс диабазовым) или микрогаббро. Структура их чаще всего офитовая, хотя известны и порфировидные разновидности. Долериты в дайковых сериях сопровождаются широким спектром субвулканических пород, варьирующих по составу от ультраосновных до кислых, – пикритами, лампрофирами, микродиоритами, кварцевыми диоритами, высокомагнезиальными андезитами (бонинитами), трахидолеритами, дацитами, трондьемитами, плагиогранитами и др. Типичная первично-магматическая минеральная ассоциация долеритов сложена плагиоклазом, клинопироксеном и титаномагнетитом; к ним спорадически добавляются (в разных вариантах) оливин, ортопироксен, хромшпинелид, бурая роговая обманка, кварц, ильменит. В афанитовых оторочках даек иногда присутствует разложенное стекло.

Состав первичных минералов долеритов изучен пока недостаточно, однако имеющиеся данные позволяют прийти к некоторым обобщениям. Плагиоклаз широко варьирует по составу и обычно резко зонален. Типичные колебания – от An_{55-60} в ядрах выделений до An_{30-35} в краевых зонах (Колман, 1979; Tethyan ophiolites, 1980; Oman ophiolite, 1981). Клинопироксен (табл. 41) относится к диопсиду или авгиту (иногда субкальциевому) с низким содержанием Al, Cr, Ti, Na (Coish, Church, 1979; Capedri et al., 1980). Амфибол представлен низкотитанистыми высокожелезистыми разновидностями; критерии его отнесения к первично-магматическим минералам дискуссионны. В магнетитах зафиксированы повышенные концентрации Ti. Ильменит почти лишен гейкилитового компонента и содержит ощутимую примесь пирофанитового (Oman ophiolite, 1981).

Практически все детально изученные дайковые комплексы подверглись метаморфизму в условиях зеленосланцевой и верхов эпидот-амфиболитовой фации. Там, где метадолериты сопряжены с серпентинитами, за их счет возникают родингиты.

Какие-либо специфические черты химизма офиолитовых долеритов, присущие только им и никаким другим породам, выявить не удается. Общими особенностями наименее измененных разновидностей являются выдержанная глиноземистость, преобладание

Таблица 41. Химический состав клинопироксенов из долеритов дайкового и базальтов вулканического комплексов офиолитов (Capedri, Venturelli, 1979; Capedri et al., 1980; Sivell, Rankin, 1982)

Компоненты	Комплексы								
	дайковый				вулканический				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	53,0	52,4	51,9	52,3	50,8	52,38	52,26	49,39	48,34
TiO_2	0,05	0,14	0,87	0,32	0,40	0,00	0,16	1,43	1,94
Al_2O_3	1,57	1,98	3,84	2,56	3,52	2,74	2,66	3,47	3,87
Cr_2O_3	0,50	0,10	0,44	0,10	0,11	0,38	0,00	0,00	0,00
FeO	5,07	9,06	6,83	9,22	8,62	4,54	5,71	12,59	12,95
MnO	0,20	0,24	0,18	0,26	0,19	0,00	0,00	0,20	0,22
MgO	19,1	16,1	16,5	15,9	16,3	17,41	16,82	14,90	13,55
CaO	20,7	20,3	19,4	18,5	19,3	22,55	22,39	17,57	18,87
Na_2O	0,11	0,06	0,27	0,14	0,14	0,00	0,00	0,18	0,21
Сумма	100,30	99,38	100,23	99,30	99,38	100,00	100,00	99,74	99,94

1–3 – порфировидный долерит, массив Пиндос, Греция: 1 – крупный фенокристалл, 2 – мелкое выделение, 3 – средний состав (среднее из 8 анализов); 4, 5 – средний состав, массив Троодос, Кипр (среднее из 4 и 8 анализов соответственно); 6–9 – метабазальт, комплекс Патуки, Новая Зеландия: 6 – центральная часть зонального вкрапленника, 7 – краевая часть того же вкрапленника, 8 – центральная часть зонального зерна из основной массы, 9 – краевая часть того же зерна.

CaO над MgO, примерно постоянная концентрация Na и низкие, хотя и варьирующие, содержания K и Ti (табл. 42). Более конкретные выводы относительно химической специализации пород удается сделать с помощью стандартных петрохимических диаграмм. Так, на графике щелочи–кремнезем (рис. 37) большинство фигуративных точек дайковых пород попадает в поле толеитовых базальтов. Пересчеты показывают присутствие в них как нормативного кварца, так и оливина (Desmons et al., 1980). В то же время многие анализы лежат на графике выше разграничительной линии Макдональда и Кацуры в поле пород с нормативным нефелином. Причина их появления здесь может быть двоякой. С одной стороны, рост щелочности может быть связан с низкотемпературным метасоматозом нормальных долеритов, с другой – для части пород это явно обусловлено отклонением трендов эволюции исходного расплава в область известково-щелочных и даже щелочных составов. Такое заключение подтверждается традиционной для офиолитовых базитов диаграммой *AFM* (см. рис. 27, *б*): во многих хорошо изученных ассоциациях наряду с основным толеитовым трендом выражен и дополнительный известково-щелочной (Марков и др., 1977; Tethyan ophiolites, 1980 и др.).

Геохимические характеристики долеритов ряда дайковых комплексов офиолитов приведены в табл. 43. Общим почти для всех пород является низкий уровень накопления многих рассеянных и редких литофильных элементов (Ti, Zr, Y, TR, щелочные металлы и др.). Это подразумевает выплавление материнских магм из обедненного указанными компонентами источника, скорее всего, уже претерпевшего раньше частичную дифференциацию (по аналогии с базальтами современных срединно-океанических хребтов, которые, как считается, выплавляются из мантийного субстрата, предварительно истощенного в отношении многих литофильных компонентов). Особенно наглядно это положение иллюстрируют данные по распределению в долеритах РЗЭ (см. рис. 30, 39). Облик нормированных вариационных кривых с обеднением легкими РЗЭ и низкие концентрации элементов сближают долериты офиолитов с базальтами современных зон спрединга в океанах и краевых морях. В то же время при общем сходстве кривых распределения РЗЭ абсолютные содержания последних в дайковых породах офиолитов

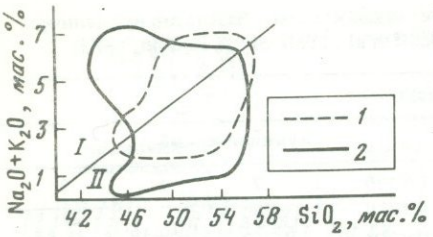


Рис. 37. Поля составов базитов дайковых (*1*) и вулканических (*2*) комплексов офиолитов на диаграмме SiO_2 – $(Na_2O + K_2O)$. Сплошной линией показана граница между щелочными (*I*) и толеитовыми (*II*) базальтами Гавайский островов, по Макдональду и Кацуре

в ряде случаев даже более низки, чем в океанических толеитах. Это дает основание говорить о еще бóльшей истощенности материнского субстрата долеритов. Другой важный геохимический аспект касается комплементарности базитов дайкового и габброидного комплексов. Высокая степень вероятности их кристаллизации из единой порции расплава, по данным изучения РЗЭ, иллюстрируется ниже на конкретном примере (Оман).

Изотопные исследования дайковых пород с помощью Sm-Nd, Rb-Sr и свинцового методов (диапазоны колебаний отношений $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,51225–0,51230; $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,7030–0,7060; $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 17,56–18,75; $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15,41–15,62;

Таблица 42. Средний химический состав долеритов дайкового комплекса офиолитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	50,27	54,11	49,59	51,23	53,10	51,31	53,86	53,42	50,91
	2,08	1,23	2,14	3,02	10,89	2,27	1,60	1,77	2,85
TiO_2	0,95	0,59	1,55	1,57	0,26	1,52	0,70	0,68	1,15
	0,45	0,07	0,42	0,64	0,13	0,72	0,33	0,12	0,62
Al_2O_3	16,86	15,40	15,18	14,74	14,46	14,15	15,83	16,29	15,72
	2,25	0,90	0,61	1,68	5,73	0,88	1,00	0,72	2,26
FeO	10,85	7,00	11,49	9,82	8,70	11,33	9,76	8,51	9,49
	2,24	0,60	1,35	1,52	1,42	0,91	1,33	0,98	2,24
MnO	0,15	0,13	0,20	0,17	0,15	0,20	0,12	0,17	0,14
	0,08	0,03	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04	0,06	0,08
MgO	7,49	9,33	7,57	8,33	10,87	7,60	7,33	7,39	7,99
	2,21	1,27	1,48	2,16	4,24	1,19	1,52	1,06	3,49
CaO	10,11	9,62	10,71	10,53	8,85	10,34	8,59	9,49	11,27
	2,24	2,58	2,44	3,89	3,49	1,85	2,32	1,66	3,32
Na_2O	2,92	3,32	3,33	2,94	3,22	3,38	3,22	3,41	3,05
	1,21	1,26	0,91	1,16	1,42	0,80	1,24	0,88	1,46
K_2O	0,22	0,41	0,27	0,50	0,34	0,14	0,43	0,59	0,17
	0,18	0,24	0,43	0,47	0,22	0,06	0,34	0,55	0,10
P_2O_5	0,19	0,09	0,11	0,17	0,05	0,03	0,16	0,05	0,11
	0,18	0,05	0,07	0,09	0,03	0,02	0,04	0,01	0,09
Число анализов	21	8	26	20	17	28	35	14	14

1 – Войкар-Сыньинский массив, Урал; 2 – Хабарнинский массив, там же; 3 – шулдакский комплекс, Мугоджары; 4 – каледонские офиолиты, МНР ; 5 – комплекс Хантайшир, МНР; 6 – комплекс Пиндос, Греция; 7 – комплекс Троодос, Кипр; 8 – комплекс Баер-Бассит, Сирия; 9 – комплекс Семейл, Оман; 10 – альпийские офиолиты, Иран; 11, 12 – мезозойские комплексы, Патагония: 11 – Тортуга, 12 – Сармьенто; 13 – комплекс Джозефин, Калифорния; 14–16 – каледонские комплексы, Ньюфаундленд: 14 – Бей-оф-Айлендс, 15 – Лашс-Байт, 16 – Беттс-Коув; 17–20 – каледонские комплексы, Норвегия: 17 – Кармей-Бемлу, 18 – Тервик, 19 – Сулунн-Ставфьорд и Лека, 20 – район Бергена.

$^{208}Pb/^{204}Pb$ = 37,37–38,64, по данным Амелена, Аллегра, М.И. Буякайте и В.И. Виноградова, Вассербурга, Мак-Каллоха, Ришара и др.) также показали, что исходные расплавы долеритов происходят из вещества океанической верхней мантии, претерпевшей дифференциацию задолго до формирования офиолитов. Особенно показательны в этом отношении анализы Sm-Nd систем, так как высокая инертность обоих элементов в постмагматических процессах помогает выявлять их первичные соотношения даже в сильно измененных породах (Jacobsen, Wasserburg, 1979; Oman ophiolite, 1981). Посредством изотопии стронция и кислорода ($\delta^{18}O \sim 4–15‰$) получены свидетельства комплементарной природы даек и плутонических базитов, а также доказывается контаминация дайковых пород коровым стронцием и кислородом при их взаимодействии с морской водой в широком диапазоне температур (Геохимия изотопов..., 1983; Oman ophiolite, 1981).

Формационное положение дайковых базитов офиолитов представляется вполне определенным, хотя ранее вопрос об их формационной принадлежности не рассматривался. Дайковые комплексы могут быть отнесены к выделенным в складчатых областях габбро-диорит-диабазовой (Кузнецов, 1964), габбро-диабазовой (Магматические формации СССР, 1979) или габбро-долеритовой (см: главу 4) формациям; другие варианты менее вероятны.

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
51,88	49,24	51,42	53,06	51,73	52,86	55,73	50,45	49,67	50,89	51,62
2,40	2,56	1,21	1,27	1,61	3,03	1,72	2,67	2,49	1,87	1,36
1,14	1,39	1,49	0,86	1,03	0,64	0,23	0,90	2,06	1,87	1,07
0,53	0,42	0,59	0,36	0,27	0,21	0,13	0,59	0,41	0,42	0,92
16,41	15,44	15,43	16,07	15,92	16,42	14,07	16,34	14,84	15,14	14,72
1,52	1,18	1,27	2,51	1,99	1,06	1,98	2,38	0,82	1,06	1,62
8,91	11,33	11,92	8,67	9,48	9,45	7,99	9,86	11,41	11,46	10,29
1,55	2,86	2,66	0,53	1,32	1,30	0,60	2,09	0,98	1,48	2,00
0,20	0,18	0,19	0,14	0,19	0,16	–	0,20	0,24	0,20	0,19
0,19	0,03	0,04	0,03	0,04	0,02		0,02	0,02	0,04	0,02
7,53	8,88	6,22	7,97	7,84	7,01	10,64	9,22	7,11	6,54	7,86
1,53	1,99	1,99	4,87	1,20	2,04	3,12	2,98	0,50	1,29	3,68
10,37	11,45	10,63	9,80	9,46	9,78	7,78	9,46	10,76	10,09	10,92
2,12	1,37	1,55	1,81	1,11	3,15	1,57	1,66	0,67	1,85	1,64
2,92	1,81	2,19	3,11	3,61	3,14	3,40	3,25	2,68	3,46	3,10
0,88	0,55	0,86	0,91	0,88	1,25	0,98	1,44	0,36	0,71	1,22
0,44	0,14	0,21	0,17	0,64	0,36	0,14	0,16	0,41	0,19	0,13
0,31	0,27	0,27	0,18	0,61	0,33	0,12	0,06	0,11	0,12	0,04
0,20	0,14	0,30	0,15	0,10	0,18	0,02	0,16	0,82	0,16	0,10
0,09	0,06	0,20	0,04	0,02	0,12	0,01	0,14	0,96	0,04	0,06
28	24	13	5	9	24	7	14	11	17	9

Примечание. Химические анализы для расчета средних составов пород заимствованы из работ Р.Г. Язевой, А.А. Ефимова и др., М.И. Буякайте и др., А.С. Перфильева и Н.Н. Хераскова, М.Н. Ильинской, М.И. Кузьмина и др., Г.В. Пинуса и др., Капедри и др., Пантазиса, Десмон и др., Мурса и Вайна, Парро, Гленни и др., Смюинга, Алабастера и др., Ленша, Элтона и Ридли, Сондерса и др., Стерна, Харпера, Уильямса и Малпаса, Сьюэна и др., Стронга, Койша и Черча, Стурта и др., Фернеса и др., Андерсена и др., Гейла и других исследователей.

Таблица 43. Среднее содержание микроэлементов в долеритах дайкового комплекса офиолитов

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
Cr	165	530	275	262	185	38	230	130
Ni	100	140	85	55	70	39	96	34
Co	38	58	–	44	39	16	47	–
V	300	165	245	300	281	255	275	–
Sc	20	57	43	–	–	23	–	–
Li	2,6	4,0	1,9	–	–	–	5,8	–
Rb	0,42	1,7	–	2,1	1,1	2,6	6,7	7,3
Sr	160	54	71	59	143	220	282	160
Ba	27	27	39	–	–	–	130	–
Th	–	–	–	0,14	–	0,27	–	1,7
Ta	–	–	–	0,22	–	0,21	–	–
Nb	–	–	<4	–	0,5	2,5	4,3	–
Zr	–	–	21	–	38	130	110	108
Hf	–	–	–	0,24	–	3,7	–	–
Y	–	6,3	10	7,8	22	48	37	32
La	3,5	0,73	–	0,93	1,3	3,7	–	7,2
Ce	15	1,4	–	2,6	–	11	–	18
Nd	11	0,80	–	–	–	9,6	–	12
Sm	4,5	0,45	–	0,66	1,9	3,2	–	3,7
Eu	1,7	0,19	–	0,52	0,78	1,2	–	1,3
Gd	6,2	0,87	–	–	–	4,4	–	4,7
Tb	–	–	–	–	–	0,78	–	–
Yb	4,0	0,87	–	1,3	2,4	2,9	–	3,3
Lu	0,46	0,14	–	0,22	0,40	0,43	–	–
Cu	120	42	102	–	–	30	46	–
Zn	42	–	58	62	–	69	–	62
Число анализов	13	9	8	2	38	18	15	17

1 – шулдакский комплекс, Мугоджары; 2 – комплекс Хантайшир, МНР; 3 – комплекс Пиндос, Греция; 4 – комплекс Вуринос, тамже; 5 – комплекс Троодос, Кипр; 6 – комплекс Семейл, Оман; 7 – альпийские офиолиты, Иран; 8 – среднемезозойские офиолиты, Патагония; 9, 10 – юрские комплексы, Калифорния: 9 – Джозефин, 10 – Смартвилл; 11 – комплекс Беттс-Коув, Ньюфаундленд; 12 – комплекс Бей-оф-Айлендс, Ньюфаундленд; 13 – 17 – каледонские комплексы, Норвегия: 13 – Тервик, 14 – Кармей-Бемлу, 15 – район Бергена, 16 – Сулунн-Ставфьорд, 17 – Лека.

ПРИМЕРЫ ПРОЯВЛЕНИЯ БАЗИТОВ ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА

Массив Троодос (Кипр). Уникальный комплекс параллельных даек, послуживший наряду с аналогичными сериями о-ва Маккуори, Омана и массива Кизил-Даг в Турции опорным разрезом при разработке гипотезы раздвигания дна океана, известен в офиолитах Троодоса в Восточном Средиземноморье. Интенсивно изучавшийся еще в "доплитную" эпоху дайковый комплекс Троодос явился одним из главных геологических доказательств жизненности новых геодинамических концепций: в одном из его сечений породы представлены только субвертикальными дайками, причем протяженность обнажений составляет около 100 км! Приемлемое объяснение этого действительно можно видеть, пожалуй, только в широкомасштабном спрединге.

Кипрские офиолиты расположены в восточном секторе Средиземноморского складчатого пояса (Tethyan ophiolites, 1980). Как и другие ассоциации этого региона (Вуринос, Отрис, Пиндос в Греции, многочисленные массивы Юго-Западной Югославии и Албании, Кизил-Даг и Баер-Бассит в Малой Азии и др.), они представляют собой бескорневую пластину океанической коры мощностью примерно 11 км, надвинутую на край

9	10	11	12	13	14	15	16	17
216	–	450	230	247	264	336	277	47
101	–	146	83	72	109	85	61	60
–	–	–	46	39	–	65	–	–
285	–	–	56	289	233	275	–	–
–	–	–	43	–	–	–	–	40
–	–	–	–	–	–	–	–	–
2,8	–	3,6	11	5,5	3,5	1,7	1,1	<10
253	–	101	230	160	105	106	193	118
52	–	38	110	–	80	–	51	–
–	–	–	–	–	0,21	0,53	0,43	–
–	–	–	–	–	0,14	0,069	0,12	–
1,8	–	–	–	<4	3,7	2,6	7,0	–
67	–	18	87	130	53	37	128	93
–	–	–	2,0	–	1,6	–	–	–
22	–	10	–	45	17	12	36	27
–	12	1,4	2,7	–	2,7	2,3	4,4	3,5
–	34	4,2	8,3	–	12	10	14	9,6
–	–	2,4	6,6	–	12	8,4	15	–
–	7,2	0,86	2,5	–	3,6	3,2	5,0	3,3
–	1,8	0,43	0,92	–	1,2	0,88	1,6	1,1
–	–	1,2	3,6	–	–	–	–	–
–	1,8	–	0,60	–	0,92	0,64	1,3	0,70
–	6,4	–	2,2	–	3,8	2,0	3,4	2,8
–	0,93	–	0,42	–	0,52	0,28	0,44	0,55
–	–	–	47	–	–	103	30	50
–	–	–	77	146	55	67	81	114
5	4	7	9	11	17	9	11	6

Примечание. Данные для расчета средних содержаний микроэлементов заимствованы из работ М.И. Кузьмина и др., В.Г. Кориневского, Капедри и др.; Нуаре и др., Пирса, Петермана и др., Десмон и др., Паллистера и Найта, Ланфера и др., Алабастера и др., Сондерса и др., Стерна, Харпера, Мензиса и др., Койша и Черча, Сьюэна и др., Уильямса и Малпаса, Андерсена и др., Стурта и др., Фернеса и др., Гейла, Прествика и других исследователей.

Африканской плиты; с такой интерпретацией хорошо согласуются данные гравиметрических и палеомагнитных исследований. Подстилающие породы сиалического автохтона на Кипре не обнажаются, однако в сопровождающих офиолиты меланжах присутствуют фрагменты юрских и нижнемеловых осадочных пород. Глубоководные хемогенные, кремнистые и карбонатные отложения кампанского и маастрихтского возраста, переслаивающиеся с верхами офиолитовой толщи, указывают, что надвигание произошло в верхнем мелу (Колман, 1979).

Комплекс параллельных даек Троодоса стратиграфически лежит между базитами и гранофирами габброидного комплекса и лавовыми толщами; мощность его, по геологическим данным, оценивается в 1,2–1,4 км. В плане он образует субширотную зону площадью примерно 80 × 25 км. На одном из уровней разреза комплекс сложен десятками тысяч плотно прилегающих друг к другу пластовых тел мощностью 0,3–4,5 м; многие из них обладают односторонне закаленными контактами (см. рис. 36). Вся толща целиком состоит из даек, между которыми полностью отсутствуют реликты вмещающих пород. Падение даек в большинстве случаев вертикальное.

Переходы дайковой толщи к соседним стратиграфическим горизонтам характери-

зуются как неравномерно-постепенные (см. рис. 35). Дайковый комплекс подстилается габброидами и плагиогранитами через промежуточную зону распространения в междайковых пространствах останцов интрузивных пород, количество которых нарастает книзу. Тем не менее дайки проявляют интрузивные соотношения с базитами и, по-видимому, не являются их дериватами. Они не проникают в глубь габброидного комплекса ниже верхних габбро. Кверху дайковая серия переходит в породы так называемой Базальной группы, в пределах которой появляются скрины базальтов, а затем она как бы растворяется в эффузивах. Это позволяет считать дайки питающими каналами лавовых покровов (Desmons et al., 1980; Tethyan ophiolites, 1980).

В составе дайкового комплекса встречены породы от ультраосновных до кислых и лампрофиров (Мурс, Вайн, 1973; Tethyan ophiolites, 1980), но преобладают среди них все же основные разности — метадолериты (диабазы) и изредка пикробазальты (табл. 44). Структура их чаще равномернозернистая, офитовая или диабазовая, но отмечалась и порфировидная с плагиоклазом (An_{35-40}), иногда авгитом во вкрапленниках. Химические, структурные и минералогические особенности пород использовались для дробного разделения дайковых метадолеритов на типы и генерации (Desmons et al., 1980). Петрохимический анализ с применением диаграммы *AFM* (рис. 38) выявил принадлежность базитов как к толеитовой, так и к известково-щелочной сериям (Марков и др., 1977; Tethyan ophiolites, 1980).

Массив Троодос относится к числу наиболее изученных в геохимическом отношении (см. табл. 44). Интересные результаты получены при анализе распределения в метадолеритах редкоземельных элементов. Нормированные вариационные кривые, показывающие ~ 10-кратное по сравнению с хондритовым стандартом накопление тяжелых РЗЭ и некоторое обеднение легкими элементами относительно тяжелых (рис. 39), могут служить доказательством происхождения исходных расплавов из мантийного источника, ранее истощенного некогерентными элементами, причем истощенного несколько сильнее, чем исходный субстрат многих срединно-океанических толеитов. Eu-минимумы нарастают в дайках Базальной группы. Это является убедительным подтверждением внутрикамерной дифференциации расплава, связанной, по-видимому, с кумулящей плагиоклаза (Desmons et al., 1980).

Исследование изотопов стронция дает дополнительные свидетельства "неокеанической" геохимической специализации дайковых базитов Троодоса. Величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляет в них 0,7038–0,7057 (Колман, 1979; Spooner et al., 1977), что заметно выше, чем в базальтах срединно-океанических хребтов. Это связывается с изотопным "загрязнением" метадолеритов стронцием морской воды. Одновременно с обогащением изотопом ^{87}Sr породы обедняются тяжелым изотопом кислорода ($\delta\,^{18}O = 5{,}27–3{,}31‰$). Степень "облегчения" кислорода прогрессирует с глубиной, что также объясняется взаимодействием пород с морской водой при постепенном росте температуры.

Офиолиты Семейл (Оман). Комплекс параллельных даек (Oman ophiolite, 1981) прослеживается в виде почти непрерывной полосы к востоку от подстилающих габбро (см. рис. 28); геологическая обстановка его проявления охарактеризована выше. Общая мощность дайковой толщи варьирует в пределах 1,2–1,6 км. В целом комплекс представляет собой серию параллельных или субпараллельных тел мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров, между которыми отсутствуют реликты вмещающих пород. Соотношения с подстилающими габброидами неясны. С одной стороны, контакт характеризуется относительно резким переходом от чисто дайковой толщи к чисто габброидной на расстоянии всего нескольких десятков метров. Более чем в 90% случаев нижележащие верхние габбро срезают основание дайкового комплекса. Лишь немногие дайки прослеживаются в верхние габбро, однако количество их быстро убывает книзу, и ни разу они не были прослежены в кумулятивные габброиды. Из ксенолитов нижележащих пород в дайках обнаружены только немногочисленные фрагменты плагиогранитов. Наоборот, ксенолиты метадолеритов многочисленны в

Таблица 44. Химический состав базитов дайкового комплекса Троодос (Desmons et al., 1980)

Компоненты	Метадолериты						Пикробазальты	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	53,98	50,33	52,03	49,45	50,80	51,26	50,06	45,32
TiO_2	0,75	1,17	0,33	0,53	0,50	0,30	0,19	0,34
Al_2O_3	15,96	14,72	12,67	18,61	14,59	14,90	9,19	16,94
FeO*	10,75	10,65	8,52	8,98	8,24	8,83	8,44	8,82
MnO	0,09	0,15	0,16	0,23	0,20	0,16	0,13	0,17
MgO	4,35	6,63	9,23	7,69	8,66	7,11	17,82	13,39
CaO	11,14	11,10	9,81	6,13	7,56	7,02	8,55	11,02
Na_2O	0,16	2,61	2,09	4,32	3,85	4,09	0,53	0,15
K_2O	0,29	0,11	0,22	0,10	0,16	0,96	0,06	0,10
P_2O_5	0,48	–	–	0,30	–	–	–	0,62
H_2O^+	2,46	2,43	5,15	4,05	4,70	4,94	4,76	3,26
Сумма	100,41	99,90	100,21	100,89	99,26	99,57	99,73	100,04
Rb	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Sr	162	133	117	142	136	77	15	42
Zr	28	53	Сл.	16	16	Сл.	Сл.	Сл.
Y	26	30	12	17	17	11	7	13
Ni	41	40	63	57	103	48	369	384
Co	28	43	42	41	39	42	67	63
Cr	29	110	424	310	414	118	1394	1188
V	273	320	251	249	239	299	289	201
La	1,5	–	0,50	1,2	2,0	–	1,2	–
Sm	1,9	–	0,80	2,3	2,6	–	0,60	–
Eu	1,0	–	0,50	0,80	0,80	–	0,30	–
Dy	5,4	–	3,5	4,7	4,6	–	1,8	–
Ho	1,0	–	–	0,90	0,90	–	0,40	–
Yb	3,2	–	1,9	2,2	2,5	–	1,4	–
Lu	0,4	–	–	0,4	0,4	–	–	–

* Суммарное железо в форме FeO.

поздних дифференциатах габброидного комплекса – небольших диоритовых и плагиогранитных телах, маркирующих его верхний контакт. Такие соотношения, по мнению Хопсона с коллегами, свидетельствуют о том, что формирование большинства даек предшествовало консолидации верхних габбро и кристаллизовались они из того же расплава, который явился источником кумулятивной толщи (Oman ophiolite, 1981). Однако крупномасштабное картирование показало, что до внедрения даек габброиды подверглись деформации (Колман, 1979), так что вопрос о соотношении габброидного и дайкового комплексов пока остается открытым.

Верхний контакт с перекрывающими дайки подушечными лавами постепенный, но сравнительно быстрый: переход осуществляется на протяжении первых десятков метров. В этом интервале в междайковых пространствах появляются фрагменты лав. Количество их растет вверх по разрезу, а секущие соотношения сменяются согласными.

Дайки широко варьируют по составу (табл. 45) и структуре. Преобладают афировые средне- и мелкозернистые метадолериты, амфиболовые долериты, натриевые метабазальты (спилиты) с типичной афировой структурой. Отмечены также порфировые оливиновые и безоливиновые разности. Вкрапленники в них представлены зональным плагиоклазом, химический состав которого отражен в табл. 46, клинопироксеном, изредка оливином; состав центральных частей зональных зерен близок к химизму соответствующих минералов габброидов. Ведущие акцессории в метадолеритах –

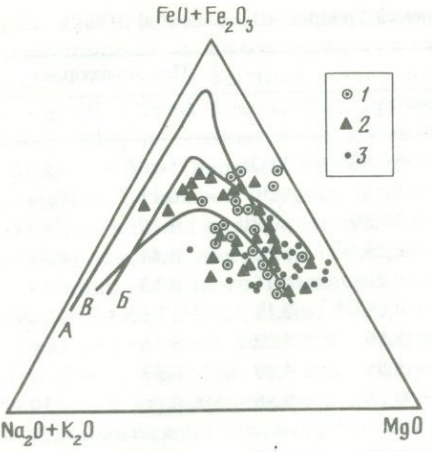


Рис. 38. Распределение фигуративных точек составов базитов комплекса Троодос на диаграмме *AFM* (по Пантазису, Tethyan ophiolites, 1980)

1 – долериты параллельных даек; *2–3* – базальты нижней (*2*) и верхней (*3*) лавовых свит; *А, Б, В* – то же, что на рис. 27

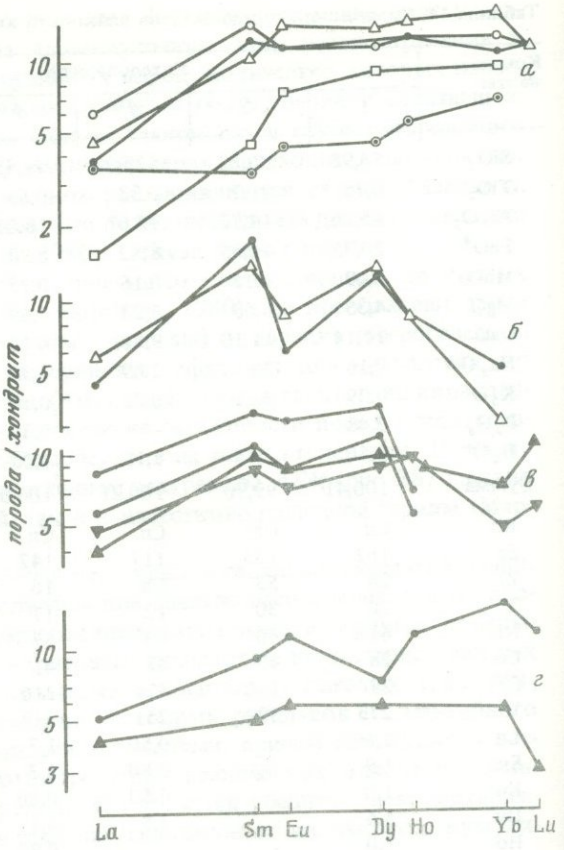


Рис. 39. Распределение редкоземельных элементов в долеритах параллельных даек (*а*), базальтах Базальной группы (*б*), нижней (*в*) и верхней (*г*) лавовых свит комплекса Троодос (Desmons et al., 1980)

ильменит и магнетит. Стекло сосредоточено в афанитовых контактах даек. Более кислые разности относятся к богатым кварцем лейкократовым микродиоритам (роговообманковым порфиритам) и плагиогранитам (Колман, 1979; Oman ophiolite, 1981). Базиты дайкового комплекса Семейл принадлежат как к толеитовой, так и к известково-щелочной сериям (по диаграмме *AFM*).

Геохимический облик дайковых базитов определяется накоплением в них некогерентных элементов и ростом почти всех изотопных отношений по сравнению с подстилающими габброидами (табл. 47, см. табл. 36). Дайковые породы комплементарны плутоническим базитам по общему характеру распределения РЗЭ; их генетическая близость подчеркивается отрицательной Eu-аномалией во многих изученных образцах (см. рис. 30).

Очень показательно поведение сидерофильных элементов. Никель и хром, входящие в ранние продукты фракционирования, содержатся в дайковых базитах в меньших количествах, чем в кумулятивных габброидах. В то же время накапливающиеся в поздних дифференциатах и остаточном расплаве титан и ванадий заметно обогащают метадолериты.

В отличие от близких результатов Nd-изотопии в базитах всех комплексов офиолитов Семейл (см. табл. 36) отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в дайках (0,7035–0,7060) в целом выше, чем в расслоенных габброидах, но частично перекрывают аналогичные отношения однородных верхних габбро (Oman ophiolite, 1981). Изотопия стронция дает, таким образом, определенные свидетельства происхождения расслоенных и однородных габброидов и даек из одного магматического очага, одновременно указывая на вероятную контаминацию двух последних членов разреза стронцием морской воды. Доказательства такой контаминации получены и с помощью изотопии кислорода. Породы

Таблица 45. Химический состав долеритов дайкового комплекса Семейл (Glennie et al., 1974; Tethyan ophiolites, 1980; Alabaster et al., 1982)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	45,3	45,4	46,8	48,5	49,5	50,3	51,6	51,9
TiO_2	1,0	0,9	1,1	0,8	1,53	1,24	2,24	1,4
Al_2O_3	12,1	15,5	15,8	18,3	14,4	14,9	14,3	15,3
Fe_2O_3	2,6	2,1	2,9	2,0	5,85	3,51	6,12	4,7
FeO	8,5	7,3	7,7	5,7	6,48	6,97	6,67	6,8
MnO	–	0,1	–	–	0,30	0,17	0,20	0,1
MgO	12,8	8,8	7,8	6,6	5,95	6,79	4,43	4,3
CaO	13,4	14,8	12,7	12,7	9,68	11,36	4,07	6,7
Na_2O	1,7	2,0	2,7	2,6	3,16	3,11	5,05	4,0
K_2O	0,4	0,1	0,2	0,1	0,08	0,08	0,19	0,3
P_2O_5	–	–	–	–	0,17	0,09	0,21	–
П.п.п.	1,9	3,5	1,8	2,4	1,71	1,83	3,15	4,0
Сумма	99,7	100,5	99,4	99,7	98,71	100,26	98,23	99,5

Таблица 46. Химический состав плагиоклазов из метадолеритов дайкового комплекса Семейл по данным Паллистера и Хопсона (Oman ophiolite, 1981)

Компоненты	Метадолериты		
	порфировый	афировый	
		ядро зонального кристалла	краевая зона
	1	2	3
SiO_2	46,16	55,01	59,84
Al_2O_3	33,64	28,60	25,51
FeO	0,57	0,65	0,40
MgO	0,15	0,06	0,04
CaO	17,70	11,70	7,62
Na_2O	1,70	5,25	6,89
K_2O	0,01	0,06	0,09
Сумма	99,93	101,33	100,39
An	85,2	55,0	37,7

дайкового комплекса сильно обогащены тяжелым изотопом кислорода по сравнению с габброидами ($\delta\,^{18}O = 7–11‰$). Утяжеление изотопного состава кислорода долеритов вызвано их изотопным обменом с сильно обогащенными ^{18}O водами при постмагматических процессах, что подтверждается и петрографическими наблюдениями. Вариации изотопного состава кислорода хорошо коррелируются с изотопией стронция в тех же пробах (рис. 40), указывая на многостадийность гидротермальной переработки офиолитов (Oman ophiolite, 1981).

Офиолиты Урала. Комплексы параллельных даек в уральских ассоциациях чаще всего отсутствуют. К числу немногих исключений принадлежат Войкар-Сыньинский массив на Полярном Урале (Петрология. . . , 1977; Геохимия изотопов. . . , 1983) и Хабарнинский – на Южном. Второй из них недавно подвергся специальному изучению. По данным А.С. Перфильева и Н.Н. Хераскова (1980), здесь вдоль западного контакта Хабарнинской гарцбургитовой пластины в перевернутом

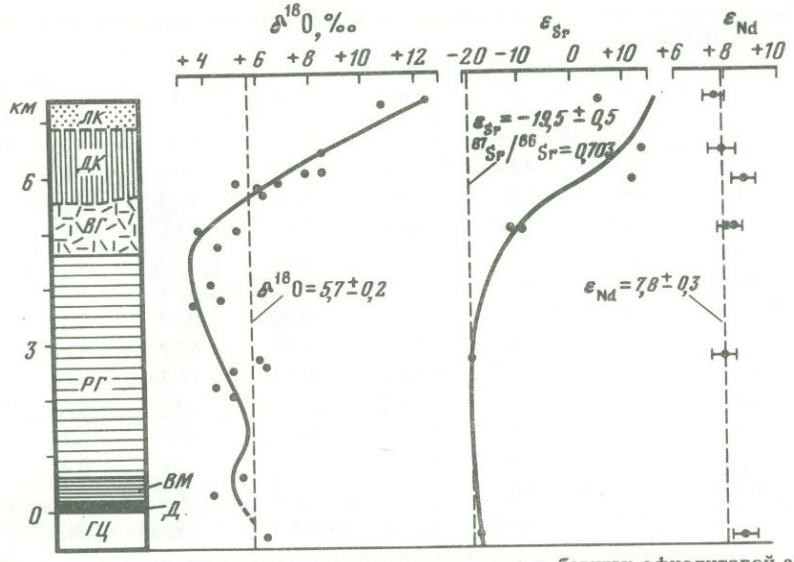


Рис. 40. Изотопный состав кислорода, стронция и неодима в базитах офиолитовой ассоциации Семейл (Oman ophiolites, 1981)

Породы: *ГЦ* – перидотиты ультрабазитового комплекса; *Д* – дуниты габброидного комплекса; *ВМ* – переслаивающиеся ультрамафиты и меланократовые базиты; *РГ* – расслоенные габброиды; *ВГ* – верхние нерасслоенные габброиды; *ДК* – дайковый комплекс; *ЛК* – вулканиты; пунктирными линиями показаны первично-магматические изотопные отношения элементов

Таблица 47. Содержание микроэлементов и изотопные отношения свинца и стронция в афировых метадолеритах дайкового комплекса Семейл (Oman ophiolite, 1981; Alabaster et. al., 1982)

Элементы	1	2	3	4	5	6
La	6,3	1,9	2,5	3,6	6,7	6,0
Ce	18	5,5	6,1	6,7	18	17
Nd	14	5,2	6,7	8,5	17	16
Sm	4,4	1,9	2,2	2,8	5,7	5,2
Eu	1,8	0,76	0,81	1,1	2,3	1,6
Gd	5,8	2,4	2,8	3,6	7,5	7,1
Tb	1,0	0,48	0,55	0,71	1,4	1,3
Yb	3,4	1,8	1,9	2,6	5,1	4,9
Lu	0,49	0,26	0,29	0,43	0,78	0,78
Ni	–	–	–	–	40	38
Co	–	–	–	–	20	12
V	–	–	–	–	208	303
Zr	–	–	–	–	153	100
Y	–	–	–	–	55	42
Nb	–	–	–	–	4,0	1,0
Rb	7,0	4,6	5,7	10,5	–	2,0
Sr	218	243	148	194	153	148
U	0,163	0,0607	–	0,122	–	–
Th	0,438	0,103	–	0,329	0,36	0,32
Pb	0,300	0,280	–	0,777	–	–
$^{206}Pb/^{204}Pb$	18,726	18,866	–	18,221	–	–
$^{207}Pb/^{204}Pb$	15,490	15,537	–	15,484	–	–
$^{208}Pb/^{204}Pb$	38,435	38,730	–	38,131	–	–
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0,70440	0,70353	0,70495	0,70414	–	–

Таблица 48. Химический состав метадолеритов дайковых комплексов Урала

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO_2	51,26	51,82	52,96	50,16	49,98
TiO_2	0,68	0,59	0,62	0,60	1,17
Al_2O_3	15,68	15,42	16,50	15,10	15,50
$Fe_2^rO_3$	2,63	0,92	2,97	2,58	1,85
FeO	4,51	6,50	6,63	6,71	7,45
MnO	0,10	0,10	0,43	0,17	0,13
MgO	7,40	9,59	6,00	8,20	7,31
CaO	12,48	8,05	7,09	10,90	10,21
Na_2O	3,56	3,89	5,39	2,80	3,44
K_2O	0,21	0,45	0,15	0,15	0,11
P_2O_5	0,21	0,07	0,08	0,06	0,10
П.п.п.	0,90	2,14	1,46	2,64	2,29
Сумма	99,62	99,54	100,28	100,07	99,54
Rb	–	–	0,5	0,7	0,3
Sr	–	–	80	115	154
$^{87}Sr/^{86}Sr$	–	–	0,7049	0,7032	–
$\delta^{18}O$, ‰	–	–	5,8	4,8	–

1, 2 – Хабарнинский массив, Южный Урал (Перфильев, Херасков, 1980); 3, 4 – Войкар-Сыньинский массив, Полярный Урал (Геохимия изотопов. . . , 1983); 5 – там же, материалы автора.

крыле лежачей складки многочисленные дайки метадолеритов и габбро-долеритов прорывают породы метаморфизованного плутонического комплекса. Дайки обладают четкими зонами закалки и разнообразными простираниями. Вверх от подошвы дайкового "пласта", общая мощность которого доходит до 500–600 м, их количество быстро растет вплоть до образования горизонтов чисто дайковых блоков. В них обычны серии параллельных тел только с одним афанитовым контактом; пересечения даек редки. Хотя внутри блоков зоны закалки имеют одинаковую ориентировку, от блока к блоку она меняется при неизменном общем субвертикальном падении. В линзовидных междайковых пространствах (скринах) мощностью 2–3 м сохраняются клинопироксениты, габброиды и долериты.

В массиве присутствуют, по крайней мере, два разновременных комплекса параллельных даек. Дайковые горизонты разделяются субгоризонтальными телами (силлами) массивных метадолеритов мощностью 50–100 м, которые рассматриваются как реликты магматических очагов, питавших раскрывающиеся трещины. Присутствие останцов габбрового состава сразу же под перекрывающими дайки лавами свидетельствует о том, что дайковый комплекс формировался почти целиком внутри габброидного и подушечные лавы изливались непосредственно на габброидное основание. К моменту образования даек весь габброидный комплекс был уже консолидированным и относительно холодным, о чем свидетельствуют интрузивные контакты с породами скринов и четкие зоны закалки в дайках.

Для метадолеритов характерна афировая офитовая структура с сохранением реликтов авгита, замещаемого амфиболом. Плагиоклаз соссюритизирован, типичны также вторичная альбитизация и окварцевание. Хотя породы подверглись интенсивному зеленокаменному перерождению, сопровождающемуся перераспределением ряда компонентов, в них сохраняются отчетливые признаки толеитов (табл. 48).

Перечисленные особенности в целом присущи и дайковому комплексу Войкар-Сыньинского массива (Петрология. . . , 1977; Геохимия изотопов. . . , 1983), геоло-

гически изученному менее детально. Однако именно здесь метадолериты подверглись тонким геохимическим исследованиям. Опубликованы результаты стронциевой ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70316–0,70490, пять определений) и кислородной ($\delta^{18}O$ = 4,8–6,2‰) изотопии (см. табл. 48).

БАЗИТЫ ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Излившиеся основные породы часто занимают в стратифицированных офиолитах подчиненное положение, но именно с этой частью разреза связано больше всего разногласий. Слабо метаморфизованные эффузивы в эвгеосинклинальных зонах в большинстве случаев обладают подушечной отдельностью и сопровождаются пелагическими осадками, что определенно указывает на их подводное происхождение. Аналогия с условиями залегания абиссальных толеитовых базальтов, покрывающих дно океанов, позволила думать, что и многие базальты складчатых областей могли образоваться в пределах древних акваторий. Однако в складчатых поясах толщи основных подушечных лав часто не ассоциируют с другими комплексами офиолитов или не образуют с ними стратифицированных серий. В обоих случаях природа базальтов оказывается дискуссионной, так как становится неясно, относятся они к офиолитовой ассоциации или к продуктам более позднего геосинклинального вулканизма.

В связи с этим уместно напомнить, что сложность проблемы интуитивно сознавал еще "крестный отец" офиолитовой триады Штейнманн, который отмечал: ≪Название "офиолиты" следует использовать для обозначения лишь тесной ассоциации родственных ультраосновных пород с неизменной главенствующей ролью перидотитов (серпентинитов) и с подчиненными количествами габбро, диабазов, спилитов... и близких к ним пород. Этот термин не следует использовать для определения ассоциаций, в которые входят только диабазоподобные породы, хотя бы и вполне сходные по составу и структуре≫ (Колман, 1979, с.10). К сожалению, во многих случаях, в частности в подавляющем большинстве отечественных разрезов, интрузивные комплексы офиолитов не сопровождаются лавами, находящимися с ними в стратиграфических соотношениях. В свою очередь, существенно базальтовые свиты эвгеосинклинальных зон часто либо вовсе не ассоциируют с габброидами и ультрабазитами, либо последние сочетаются с ними тектонически (протрузивные линзы и тела серпентинитов, меланжированные останцы основных пород и др.). Такие соотношения плутонических и вулканических пород не отвечают современному пониманию офиолитов (Петрология. . . , 1977; Колман, 1979; Moores, 1982 и др.). Поэтому в данной работе подобные эвгеосинклинальные эффузивы пока рассматриваются особо, даже если есть веские основания считать их членами штейнманновской триады. Иллюстрацией сказанного могут служить поляковская свита Южного Урала, манжерокская свита Горного Алтая, актовракский комплекс Тувы, многочисленные вулканогенно-кремнистые серии Корякского нагорья, базальты Верхоянья, северной части Сихотэ-Алиня, Южного склона Большого Кавказа и другие, которые в этой работе отнесены к раннегеосинклинальным. С другой стороны, в состав типичных стратифицированных офиолитов иногда включаются породы, которые по своим вещественным особенностям скорее относятся к продуктам более поздних стадий геосинклинального (островодужного) магматизма. Нельзя, конечно, как отмечал Колман (1979), отбрасывать возможность того, что зрелая океаническая кора могла подвергнуться наращиванию в совершенно иных геодинамических условиях. В этом, согласно современным представлениям, проявляется одна из фундаментальных особенностей геосинклинального процесса. Понятно, однако, и то, что отнесение продуктов такого более позднего (по сравнению со "спрединговым") магматизма к офиолитам, по крайней мере, спорно. Хорошим примером подобных дискуссионных ассоциаций являются верхние лавовые свиты комплексов Семейл, Троодос и ряд других.

Породы вулканического комплекса, слагающего верхи бесспорных офиолитовых

разрезов, в ненарушенных ассоциациях трансгрессивно перекрываются морскими осадочными образованиями (преимущественно кремнистыми, реже углисто-глинистыми сланцами, известняками, песчаниками и др.). В некоторых ассоциациях (Кипр, Оман) переход от вулканитов к осадочным накоплениям маркируют горизонты так называемых умбр – глинистых минералов, пропитанных окислами Mn и Fe и обогащенных рядом промышленно ценных микроэлементов (Колман, 1979). Прослои хемогенных и терригенных пород распространены и в верхней части эффузивной толщи. Их присутствие подчеркивает пластовую форму залегания подушечных лав. Книзу вулканиты постепенно сменяются породами дайкового комплекса, обычно через переходную зону, количество даек в которой быстро нарастает до 100%. Углы между главными направлениями напластования обоих комплексов близки в ненарушенных разрезах к 90°. Во многих случаях установлено, что подстилающие дайки служили питающими каналами базальтовых излияний. Суммарная мощность подушечных лав стратифицированных офиолитов варьирует в широких пределах – от первых десятков или сотен метров до нескольких километров. В наиболее мощной, по-видимому, из известных лавовой толще в офиолитах Папуа она достигает, по Дэвису, 6 км, обычно же составляет 1–2 км. Исследования последних лет продемонстрировали негомогенность ряда вулканических комплексов, которые оказались состоящими из нескольких свит, различающихся главным образом петрографически и петрохимически (Coish, Church, 1979; Tethyan ophiolites, 1980; Alabaster et al., 1982 и др.). Мощность отдельных лавовых потоков в пределах этих свит обычно колеблется от 10 до 30 м. Дополнительные осложнения в строение комплекса вносит фациальный характер вулканитов. Помимо потоков и покровов подушечных или шаровых лав и горизонтов массивных базальтов со столбчатой отдельностью, здесь встречаются гиалокластиты; нередки также интрузивные тела в виде даек и силлов, особенно в нижней половине разрезов комплекса. Агломераты, туфы и прочие пирокластические образования, напротив, развиты незначительно, но брекчии пользуются широким распространением. Текстура пород преимущественно массивная, иногда флюидальная; нередки миндалекаменные и вариолитовые разности. Отдельные подушки обладают оторочками закалки мощностью до нескольких сантиметров.

Основные вулканиты офиолитов представлены как лейкократовыми, так и меланократовыми афировыми и порфировыми разностями. Среди структур основной массы лав отмечены интерсертальная, гиалопилитовая, пилотакситовая, микролитовая, офитовая или субофитовая (микрогаббровая). Присутствие скелетных и дендритовидных кристаллов в мезостазисе свидетельствует о внезапном резком охлаждении исходных расплавов. Вкрапленники, как правило, представлены плагиоклазом и моноклинным пироксеном. Менее характерны фенокристаллы оливина и ромбического пироксена (гиперстена). Среди рудных минералов установлены титаномагнетит, ильменит, хромшпинелид, сульфиды.

Состав породообразующих минералов офиолитовых базальтов изучен пока недостаточно. Имеющиеся данные (Колман, 1979; Велинский и др., 1982; Beccaluva et al., 1979; Capedri, Venturelli, 1979) позволяют говорить о широких вариациях химизма плагиоклаза (An_{40-80}) и диопсид-авгитовом, иногда о субкальциевом характере клинопироксена (см. табл. 41).

Офиолитовые подушечные лавы часто подвергаются зеленокаменному перерождению, связанному с приповерхностной пропилитизацией или метаморфизмом зеленосланцевой и более высокотемпературных (особенно в древних офиолитах) фаций. При относительно низкотемпературном изменении по оливину развивается серпентин-хлоритовый агрегат, а плагиоклаз либо замещается цеолитами и дисперсными глинистыми минералами (соссюритизируется), либо резко раскисляется вплоть до появления альбита. Полностью разложенное в таких образцах стекло замещается смесью хлорита, смектита и окислов Fe. В пустотах миндалекаменных лав обычны кальцит, кварц и цеолиты. Единственным реликтовым минералом при низкотемпературном

Таблица 49. Средний химический состав базальтов вулканического комплекса офиолитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	49,95	50,92	50,20	51,09	51,04	51,20	52,87	53,47
	2,37	1,06	3,14	2,29	1,16	1,81	2,13	2,15
TiO_2	1,92	1,61	1,61	1,59	1,57	1,79	0,99	0,79
	0,57	0,23	0,94	0,78	0,38	0,59	0,48	0,42
Al_2O_3	14,53	15,74	16,15	16,78	16,50	16,95	15,50	16,18
	1,00	0,92	2,65	2,35	1,29	1,67	1,85	1,55
FeO	12,63	11,77	10,63	11,09	8,72	8,75	7,92	9,65
	1,89	0,90	2,34	1,90	1,14	1,92	2,05	1,77
MnO	0,22	0,20	0,28	0,27	0,17	0,17	0,16	0,16
	0,05	0,03	0,50	0,20	0,03	0,06	0,01	0,07
MgO	6,66	6,21	7,68	5,82	7,61	7,14	7,71	7,00
	1,58	0,95	2,85	2,12	1,33	2,14	0,47	2,52
CaO	10,34	9,08	9,28	8,40	9,10	8,80	11,64	9,50
	2,34	2,02	3,09	3,40	2,39	3,06	1,39	2,20
Na_2O	3,40	3,80	3,43	4,06	4,67	4,46	2,94	2,43
	1,22	0,88	1,22	1,10	0,83	1,38	0,29	1,15
K_2O	0,18	0,44	0,50	0,56	0,39	0,50	0,13	0,75
	0,17	0,17	0,35	0,46	0,37	0,60	0,03	0,91
P_2O_5	0,17	0,23	0,24	0,34	0,23	0,24	0,14	0,07
	0,08	0,09	0,21	0,41	0,06	0,08	0,01	0,06
Число анализов	40	29	50	33	69	39	12	39

1 — мугоджарская свита, Мугоджары; 2 — сугралинская свита, Южный Урал; 3 — каледонские офиолиты, МНР; 4 — альпийские офиолиты Севано-Акеринской зоны, Малый Кавказ; 5 — альпийские офиолиты лигурид, Северные Апеннины; 6 — то же, Корсика; 7 — свита массивных базальтов комплекса Пиндос, Греция; 8,9 — свиты комплекса Троодос, Кипр: *8* — нижние лавы и Базальная группа, 9 — верхние лавы; 10, 11 — комплекс Баер-Бассит, Сирия: 10 — нижние лавы, 11 — верхние лавы; 12 — альпийские офиолиты Гималаев; 13 — комплекс Марум, Новая Гвинея; 14 — комплекс Папуа—Новая Гвинея; *15* — пояс Дан-Маунтин, Новая Зеландия; 16 — мезозойские офиолиты, Патагония; 17 — верхнемеловые—палеогеновые офиолиты северо-западной части Южной Америки (Эквадор, Колумбия, Панама); 18 — юрские офиолиты Берегового хребта и гор Кламат, Калифорния; 19—21 — лавовые свиты комплекса Беттс-Коув, Ньюфаундленд: 19 — нижняя, 20 — промежуточная, 21 — верхняя; 22—24 — каледонские комплексы, Норвегия: 22 — Кармей-Бемлу, 23 —

метаморфизме "цеолитовой" субфации является клинопироксен, однако нередко и он переходит в актинолит. При дальнейшем прогрессивном изменении в базальтах возникают ассоциации пумпеллиита, эпидота, актинолита, пренита, титанита, альбита, хлорита, магнетита, типичные для зеленосланцевого метаморфизма базитов.

Вторичные изменения могут оказывать значительное влияние на химический состав исходных базальтов, особенно на концентрации легкоподвижных, прежде всего щелочных, элементов. Не исключено, что низкотемпературный гидротермальный метаморфизм и метасоматоз излившихся в подводной обстановке офиолитовых подушечных лав является главной причиной широкого развития среди них спилитов — пород с повышенным содержанием Na_2O и пониженным — CaO (Д.С. Коржинский, А.А. Маракушев, Т.И. Фролова, Г. Амштутц и др.). Среди относительно неизмененных пород преобладают базальты, в нормативном составе которых присутствует кварц или оливин. Они сопровождаются широким спектром количественно подчиненных вулканитов, варьирующих по содержанию SiO_2 от ультраосновных до кислых; наиболее рас-

9	10	11	12	13	14	15	16	17
52,60	54,29	53,80	51,68	49,40	50,94	51,66	50,50	52,31
1,67	1,62	2,21	4,23	1,57	1,06	2,75	1,79	1,90
0,48	0,81	0,40	1,36	2,45	1,39	1,23	1,27	1,20
0,17	0,30	0,16	0,57	0,93	0,26	0,49	0,43	0,61
15,06	15,58	14,59	15,89	14,17	13,53	15,78	16,24	14,43
2,06	0,74	1,34	1,97	1,49	0,40	1,09	0,87	1,24
8,37	8,76	8,28	9,78	12,71	13,51	9,75	10,38	10,98
0,77	0,82	0,64	1,93	2,64	1,70	2,13	1,64	1,70
0,13	0,16	0,17	0,22	0,24	0,22	0,18	0,19	0,16
0,05	0,02	0,07	0,07	0,09	0,03	0,04	0,04	0,07
10,61	7,57	8,57	7,05	6,63	7,29	7,54	7,93	7,42
2,27	1,10	2,11	1,76	2,04	0,62	1,42	1,53	1,60
10,18	8,11	11,00	9,47	9,60	10,54	9,68	9,43	10,29
2,86	2,37	2,87	4,91	1,95	0,87	2,22	1,91	2,00
1,86	4,17	2,30	3,76	4,16	2,40	3,91	3,38	2,76
1,11	0,99	1,66	1,61	0,76	0,71	1,10	1,36	0,63
0,64	0,47	0,81	0,55	0,26	0,06	0,14	0,50	0,30
0,64	0,40	0,80	0,53	0,22	0,04	0,13	0,90	0,27
0,07	0,08	0,07	0,24	0,38	0,12	0,13	0,18	0,15
0,08	0,03	0,06	0,22	0,28	0,03	0,04	0,07	0,15
29	10	15	25	29	13	15	16	36

Сулунн-Ставфьорд, 24 – Скалвер; 25 – рифейские офиолиты Панафриканского пояса, Саудовская Аравия.

Примечание. Химические анализы для расчета средних составов пород заимствованы из работ М.И. Кузьмина и А.И. Альмухамедова, М.Н. Ильинской и др., А.А. Абдулина, Г.Б. Ферштатера и др., Г.В. Пинуса и др., М.А. Сатиана, Г.С. Закариадзе и др., Беккалувы и др., Феррары и др.,Оттонелло и др., Д. и М. Оненштеттеров, Капедри и др., Монтиньи и др., Терри, Пантазиса, Десмон и др., Мурса и Вайна, Смюинга и Поттса, Парро, Ву Хаоруо и Ден Ваннинга, Хонеггера и др., Прасада и др., Дэвиса, Джейкса и др., Дэвиса и др., Синтона, Элтона и Ридли, Сондерса и др., Стерна, Гузенса и др., Бэйли и Блейка, Харпера, Койша и др., Черча, Стурта и др., Фернеса и др., Гейла, Густавссона, Бейкора и др. и других исследователей.

пространены пикриты, пикробазальты, андезибазальты, андезиты, дациты и риолиты. В последние годы большое значение придается присутствию среди офиолитовых лав ряда ассоциаций (Кипр, Малый Кавказ, Сирия, Ньюфаундленд) своеобразных высокомагнезиальных андезитов типа бонинитов (Н.Л. Добрецов, Дитрих, Камерон и др.). Базальты с щелочным уклоном, содержащие нормативный нефелин и (или) повышенное количество K_2O, наряду с субщелочными оливиновыми базальтами и трахибазальтами в целом для офиолитов не характерны, хотя и отмечались в некоторых ассоциациях (Марков и др., 1977; Колман, 1979; Велинский и др., 1982 и др.). Во многих случаях отнесение комплексов таких вулканитов повышенной щелочности к офиолитам проблематично.

В стратифицированных офиолитах среди пород вулканического комплекса преобладают базальты, которые по своим петрохимическим особенностям принадлежат к породам нормального ряда, слабо недосыщенным или насыщенным SiO_2 и резко обогащенным Na_2O по сравнению с K_2O. Отношение Na/K, однако, может заметно

Таблица 49 (окончание)

Компоненты	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO_2	52,77 / 2,08	52,84 / 3,64	54,33 / 3,02	51,51 / 2,64	51,18 / 2,18	49,05 / 0,94	49,99 / 1,72	51,10 / 1,63
TiO_2	1,52 / 0,94	0,16 / 0,05	0,47 / 0,09	1,65 / 0,45	1,88 / 0,58	2,25 / 0,49	1,49 / 0,44	1,50 / 0,53
Al_2O_3	15,78 / 1,44	12,45 / 1,56	16,13 / 1,01	15,41 / 0,66	14,63 / 1,06	14,50 / 0,82	15,44 / 1,11	15,28 / 1,00
FeO	10,29 / 1,93	8,75 / 1,36	7,36 / 1,19	11,15 / 1,13	11,54 / 1,61	12,15 / 1,60	10,69 / 1,53	11,30 / 1,56
MnO	0,20 / 0,09	0,16 / 0,03	0,16 / 0,02	0,03 / 0,06	0,19 / 0,02	0,24 / 0,07	0,23 / 0,10	0,21 / 0,04
MgO	6,56 / 1,75	13,67 / 3,30	9,14 / 1,61	6,39 / 0,35	5,91 / 1,21	7,11 / 0,72	8,15 / 0,78	6,30 / 1,44
CaO	8,03 / 2,38	10,09 / 2,60	7,92 / 2,76	8,90 / 3,94	9,40 / 1,73	11,47 / 1,02	10,52 / 2,33	10,37 / 2,42
Na_2O	3,96 / 1,14	1,75 / 1,33	4,26 / 1,09	4,67 / 1,45	4,76 / 0,57	2,98 / 0,31	3,21 / 0,74	3,37 / 0,77
K_2O	0,71 / 0,53	0,11 / 0,12	0,20 / 0,25	0,17 / 0,11	0,26 / 0,12	0,12 / 0,04	0,18 / 0,11	0,36 / 0,48
P_2O_5	0,18 / 0,12	0,02 / 0,01	0,03 / 0,01	0,12 / 0,08	0,25 / 0,06	0,13 / 0,04	0,10 / 0,02	0,21 / 0,09
Число анализов	27	11	7	5	9	16	30	12

уменьшаться в измененных разностях за счет накопления калия. Из других особенностей базальтов можно отметить стабильно низкое количество Al_2O_3 (14–16%), устойчивое содержание общего железа (8–11%) с почти постоянным преобладанием FeO над Fe_2O_3, обеднение MgO по отношению к CaO (это соотношение нарушается в разностях, приближающихся к пикробазальтам), низкую в ряде случаев (менее 1%) концентрацию TiO_2. Средние составы базальтов некоторых вулканических комплексов офиолитов приведены в табл. 49. Здесь же для сравнения помещены средние составы базальтов ряда серий и свит, которые залегают в складчатых поясах и условно могут быть отнесены к офиолитам. Рассматриваемые вулканиты на петрохимических диаграммах проявляют двойственный характер. Так, на графике щелочи–кремнезем (см. рис. 37) большинство фигуративных точек базальтов ложится в поле толеитов, однако значительное число анализов попадает в область субщелочных серий. Диаграмма *AFM* дает убедительные свидетельства известково-щелочного (островодужного, по Мияширо) направления эволюции многих вулканитов (см. рис. 27, *б*). Не исключено, однако, что некоторые из отклонений от толеитовых трендов могут быть вызваны вторичными процессами, прежде всего спилитизацией пород.

Микроэлементный состав базальтов ряда эффузивных комплексов офиолитов приведен в табл. 50. В последние годы геохимические исследования офиолитов широко используются прежде всего для палеотектонических реконструкций. По этому вопросу существует обширная литература, обзор которой выходит за рамки задач настоящей работы. Отметим только, что стало уже традицией отождествлять по веществен-

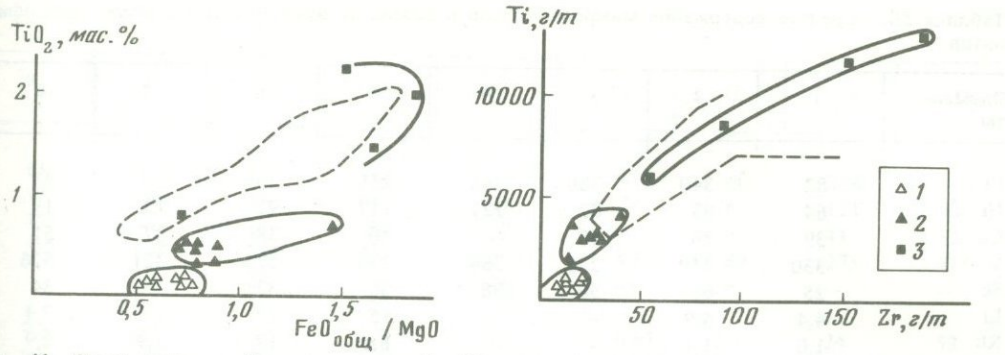


Рис. 41. Поля составов базальтов нижней (*1*), промежуточной (*2*) и верхней (*3*) лавовых свит комплекса Бетгс-Коув, Ньюфаундленд, на упрощенных дискриминационных диаграммах TiO_2–$Fe_{общ}/MgO$ и Ti–Zr (Coish, Church, 1979). Пунктирной линией оконтурено поле составов базальтов срединно-океанических хребтов

ным характеристикам офиолитовые базальты с различными вулканитами океанических регионов. При относительно сильных колебаниях концентраций многих элементов, что в известной мере обусловлено аналитическими погрешностями, основные тенденции их распределения допускают подобные аналогии. В чисто петрологическом аспекте это отражает прежде всего истощенный характер большинства офиолитовых базальтов – производных, как принято считать, бедного многими литофильными компонентами (Ti, K, Rb, Sr, Ba, легкие РЗЭ и др.) источника, причем обедненного ими, как правило, даже по сравнению с материнским субстратом срединно-океанических толеитов. Однако в разных свитах одного комплекса содержания петрогенных и рассеянных литофильных элементов могут колебаться в значительных пределах, что особенно наглядно выявляется с помощью ряда петро- и геохимических дискриминационных диаграмм (рис. 41). Аналогичные результаты получены и при изучении распределения РЗЭ в базальтах ряда офиолитовых ассоциаций (Kay, Senechal, 1976; Coish, Church, 1979; Desmons et al., 1980; Alabaster et al., 1982 и др.). В нормированных кривых в большинстве случаев хорошо выражены свойственное срединно-океаническим базальтам обеднение легкими РЗЭ, а также Eu-аномалии разных типов, часто интерпретируемые как результат внутрикамерного фракционирования исходных магм (см. рис. 39).

Изотопный состав вулканитов изучен, пожалуй, несколько хуже по сравнению с другими базитами офиолитов, но главные характеристики известны для ряда ассоциаций Средиземноморского пояса и Аппалач. Немногочисленны пока определения изотопного состава неодима. Часть из них ложится в предельно узкий интервал значений $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,512219–0,512222) даже в столь удаленных друг от друга комплексах, как Семейл и Бей-оф-Айлендс (Jacobsen, Wasserburg, 1979; Oman ophiolite, 1981). Эти величины хорошо соответствуют значениям, известным для магматических пород мантийного происхождения. В других случаях (комплексы Бетгс-Коув на о-ве Ньюфаундленд и Вуринос в Греции) отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ существенно повышаются (до 0,51310–0,51315, по данным Койша с сотрудниками, Аллегра и Ришара). Изотопия свинца интенсивно изучается в последнее время французскими исследователями (Амелен, Гепель, Аллегр, Дюпре). По их данным, отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$ (~ 17,60–19,10), $^{207}Pb/^{204}Pb$ (~ 15,40–15,65) и $^{208}Pb/^{204}Pb$ (~ 37,35–38,90) варьируют очень широко в базальтах разных регионов и массивов, указывая на существенную неоднородность материнских источников лав. Так же широко колеблются и довольно многочисленные определения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, в основном укладывающиеся в интервал 0,7025–0,7075 (Колман, 1979; Spooner et al., 1977; Jacobsen, Wasserburg, 1979; Oman ophiolite, 1981). Многие из них группируются вокруг значения 0,7050. Первоначально эти высокие отношения интерпретирова-

Таблица 50. Среднее содержание микроэлементов в базальтах вулканического комплекса офиолитов

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
Cr	82	340	280	268	255	206	5,9	23
Ni	64	93	82	127	112	91	13	19
Co	39	36	40	–	40	38	37	51
V	330	210	275	288	235	225	321	326
Sc	25	61	36	38	36	37	–	34
Li	4,4	4,9	–	–	15	32	–	7,4
Rb	1,0	1,4	–	–	8,0	12	2,9	2,9
Sr	200	61	240	–	263	148	104	98
Ba	32	31	62	–	23	–	–	38
Th	–	–	–	0,29	0,18	0,30	0,28	–
Ta	–	–	–	0,32	0,20	0,29	0,046	–
Nb	–	–	–	–	5,0	6,2	0,87	5,4
Zr	–	–	93	173	155	162	40	56
Hf	–	–	–	3,6	3,4	3,8	1,0	–
Y	–	9,2	32	36	47	44	22	22
La	2,1	2,0	4,6	6,9	4,4	7,1	2,4	–
Ce	5,9	4,8	15	17	13	19	7,8	3,6
Nd	7,1	2,4	11	14	13	16	–	3,2
Sm	3,0	0,80	3,8	4,7	3,5	4,9	3,2	1,1
Eu	1,0	0,40	1,6	1,5	1,4	1,7	0,92	0,49
Gd	3,5	1,4	4,4	5,4	5,6	5,4	–	1,6
Tb	–	–	0,74	0,96	0,60	0,99	0,87	–
Yb	2,3	1,2	2,5	3,8	3,1	3,8	3,8	1,3
Lu	0,43	0,19	0,38	0,58	0,52	0,61	0,63	0,20
Cu	130	110	–	–	68	57	94	126
Zn	80	–	–	–	109	72	86	69
Число анализов	17	9	11	30	89	25	6	9

1 – мугоджарская свита, Мугоджары; 2 – комплекс Хантайшир, МНР; 3 – альпийские офиолиты Севано-Акеринской зоны, Малый Кавказ; 4 – комплекс Монженевр, Западные Альпы; 5 – альпийские офиолиты лигурид, Северные Апеннины; 6 – то же, Корсика; 7 – комплекс Вуринос, Греция; 8 – комплекс Пиндос, там же; 9, 10 – комплекс Троодос, Кипр: 9 – нижние лавы и Базальная группа, 10 – верхние лавы; 11–13 – лавовые свиты комплекса Семейл, Оман: 11 – Геотаймс, 12 – Лесейл, 13 – Элли и Клинопироксенофировая; 14, 15 – верхнемеловые–эоценовые комплексы Новой Гвинеи: 14 – Папуа, 15 – Марум; 16, 17 – свиты комплекса Патуки, Новая Зеландия: 16 – нижняя, 17 – верхняя; 18 – среднемезозойские офиолиты, Патагония; 19 – юрские офиолиты Каскадных гор, Северо-Запад США; 20–22 – лавовые свиты комплекса Беттс-Коув, Ньюфаундленд: 20 – ниж-

лись как аномалия мантийного источника базальтов (Колман, 1979). Позже, однако, было показано, что параллельные рост отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и утяжеление изотопного состава кислорода (большинство значений $\delta^{18}O$ укладывается в интервал 10–16‰) по сравнению с неизмененными магматогенными базитами вызваны гидротермальным метаморфизмом лав (Геохимия изотопов. . . , 1983; Spooner et al., 1977).

В формационном отношении офиолитовые базальты, по-видимому, следует относить к спилит-кератофировой группе Ю.А. Кузнецова (1964) или к серии формаций, содержащих натриевые базальты (Магматические формации СССР, 1979).

С подушечными лавами офиолитового типа (Урал, Тува, Кипр, Оман, Ньюфаундленд) связаны крупные скопления стратиформных медноколчеданных руд (Фролова, Бурикова, 1977; Колман, 1979; Велинский и др.; Tethyan ophiolites, 1980). Сульфидные

9	10	11	12	13	14	15	16	17
135	450	11	165	62	125	200	288	116
59	182	14	64	41	75	78	121	63
35	46	21	29	27	–	–	41	52
262	216	250	230	280	470	280	275	415
–	–	26	32	41	44	36	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–
9,9	2,2	2,7	1,3	5,7	0,61	2,9	24	52
99	109	86	250	260	66	170	171	94
–	9	20	24	30	< 5	65	127	213
–	–	0,56	0,18	0,16	–	1,2	–	–
–	–	0,28	0,05	0,05	–	–	–	–
0,5	0,8	1,2	0,5	< 0,5	2,4	12	3,6	2,2
40	21	118	34	30	73	200	218	128
–	–	4,0	1,0	0,88	–	4,2	–	–
22	14	43	15	18	32	45	35	48
1,7	1,1	6,0	1,8	1,2	3,8	13	3,3	20
7,4	3,2	18	4,0	3,7	11	30	12	50
7,7	3,3	15	3,9	3,5	9,5	20	12	25
2,5	1,3	4,9	1,6	1,4	3,0	5,5	3,8	6,3
0,75	0,50	1,7	0,69	0,52	1,1	1,9	1,2	2,0
3,5	1,5	6,4	1,9	2,0	4,4	–	5,6	6,4
0,64	0,37	1,1	0,36	0,38	0,81	1,1	0,97	0,98
1,8	1,7	4,8	1,5	1,9	4,1	3,9	4,6	3,1
0,39	0,28	0,83	0,25	0,30	–	–	–	–
72	55	30	590	36	150	60	–	–
–	–	79	96	73	140	130	–	–
18	18	9	3	7	7	29	9	12

няя, 21 – промежуточная, 22 – верхняя; 23 – комплекс Бей-оф-Айлендс, Ньюфаундленд; 24–26 – каледонские комплексы, Норвегия: 24 – Кармей-Бемлу, 25 – Сулунн-Ставфьорд, 26 – Скалвер.

Примечание. Данные для расчета средних содержаний микроэлементов заимствованы из работ М.И. Кузьмина и др., В.Г. Кориневского, Г.С. Закариадзе и др., Вентурелли и др., Беккалувы и др., Феррары и др., Оттонелло и др., Нуаре и др., Капедри и др., Монтиньи и др., Пирса, Смюинга и Поттса, Десмон и др., Петермана и др., Алабастера и др., Джейкса и др., Сивелла и Ренкина, Стерна, Сондерса и др., Вэнса и др., Койша и др., Уильямса и Малпаса, Сьюэна и др., Стурта и др., Гейла и др., Фернеса и др., Прествика, Густавссона и других исследователей.

тела могут быть приурочены к определенному стратиграфическому горизонту, конкретной лавовой свите (Кипр, Ньюфаундленд) или рассеяны без видимых закономерностей в пределах значительной части вулканического комплекса (Апеннины, Оман). Промышленный интерес в некоторых офиолитовых ассоциациях (Кипр) представляют также минерализованные охры.

ПРИМЕРЫ ПРОЯВЛЕНИЯ БАЗИТОВ ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Из-за неясностей при выделении вулканических комплексов офиолитов в складчатых поясах ниже в качестве примеров таких комплексов описываются две классические зарубежные бесспорно относящиеся к офиолитам ассоциации, в которых вещественный состав основных эффузивов изучен особенно детально.

Таблица 50 (окончание)

Элементы	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Cr	228	250	698	379	180	150	67	234	245
Ni	60	92	230	150	74	57	31	62	76
Co	–	–	–	–	–	48	–	38	–
V	–	–	–	–	–	74	302	–	376
Sc	–	40	39	36	37	49	–	42	–
Li	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Rb	7,5	5,7	3,1	3,5	2,0	9,6	5,6	1,4	2,7
Sr	154	142	105	133	149	195	132	154	142
Ba	150	–	23	43	45	77	–	22	22
TR	1,0	0,23	–	–	–	–	0,24	0,29	0,42
Ta	–	–	–	–	–	–	0,12	0,18	0,12
Nb	5,3	2,7	–	–	–	–	3,8	6,2	–
Zr	106	88	14	22	92	143	85	158	100
Hf	–	3,2	–	–	–	3,0	2,7	3,2	–
Y	28	28	6,4	12	27	–	22	44	33
La	4,3	4,7	1,0	1,0	4,0	3,9	3,8	4,4	3,0
Ce	11	13	2,6	3,0	12	12	15	–	9,0
Nd	8,3	–	1,2	2,5	9,6	10	15	17	9,9
Sm	2,8	3,9	0,33	0,90	3,1	3,2	5,8	5,1	3,7
Eu	1,0	1,3	0,14	0,33	1,2	1,3	1,6	1,5	1,4
Gd	3,7	–	–	–	–	4,6	–	–	3,5
Tb	–	0,91	0,12	0,27	0,85	0,72	1,1	1,3	1,0
Yb	2,9	3,4	0,84	1,2	2,8	2,6	4,5	3,8	3,3
Lu	–	0,52	0,17	0,17	0,36	0,55	0,73	0,48	0,40
Cu	46	–	–	–	–	82	–	37	32
Zn	98	–	–	–	–	85	68	97	97
Число анализов	9	9	11	8	7	5	12	17	29

Массив Троодос (Кипр). Вулканический комплекс в виде почти непрерывной полосы обнажается по периферии массива Троодос. Общая мощность его достигает 0,8 км. Комплекс сложен преимущественно потоками массивных, пузырчатых и вариолитовых подушечных лав с прослоями экструзивных брекчий и некоторым количеством интрузивного материала – даек, силлов и пр. Вся эта толща вниз по разрезу переходит в даиковую серию, а сверху перекрыта верхнемеловыми глинами и известняками. Кремнистые сланцы с радиоляриями кампанского века кое-где переслаиваются с подушечными лавами верхов толщи.

Внутреннее строение комплекса неоднородно и разными исследователями трактуется по-разному. Большинство из них традиционно подразделяет комплекс на Базальную группу и свиты нижних и верхних подушечных лав. Базальная группа является переходной между вулканическим и дайковым комплексами, тяготея по своему строению к последнему. Ее слагают преимущественно дайки, между которыми зажаты скрины лав. Количество последних нарастает кверху. От комплекса параллельных даек Базальная группа отличается только присутствием таких "останцов", причем общий объем дайкового материала в ней всегда преобладает над лавовым. В разрезе свиты нижних подушечных лав эти соотношения меняются на обратные (Мурс, Вайн, 1973; Колман, 1979; Tethyan ophiolites, 1980).

Нижние подушечные лавы содержат от 10 до 50% даек и силлов, особенно в низах свиты. Среди эффузивов доминируют базальты, часто окремненные и спилитизирован-

Таблица 51. Химический состав базальтов комплекса Троодос (Smewing, Potts, 1976; Desmons et al., 1980)

Компоненты	Свита							
	нижняя				верхняя			
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	49,84	50,28	51,26	53,40	49,35	51,26	52,28	52,49
TiO_2	0,76	0,75	1,60	1,33	0,22	0,63	0,55	0,36
Al_2O_3	16,17	15,79	16,83	15,75	12,42	15,73	16,10	14,00
Fe_2O_3	7,48	–	8,39	8,33	–	1,11	6,99	–
FeO	2,86	8,51*	4,36	3,63	7,32*	6,61	2,92	6,95*
MnO	0,12	0,14	0,16	0,16	0,15	0,15	0,08	0,15
MgO	9,23	4,98	5,33	5,49	11,77	8,38	4,66	9,04
CaO	9,67	9,40	7,39	7,77	9,29	12,15	9,87	10,28
Na_2O	2,53	2,31	2,55	2,76	0,95	1,94	1,86	1,55
K_2O	0,29	0,26	0,06	0,33	0,46	0,11	1,60	0,13
P_2O_5	0,11	–	0,16	0,13	–	0,07	0,05	–
П.п.п.	1,29	6,92	2,06	1,36	8,79	2,17	2,49	4,60
Сумма	100,25	99,34	100,15	100,44	100,72	100,31	100,25	99,55
Ni	27	27	–	–	256	–	–	69
Co	32	33	–	–	49	–	–	42
Cr	379	18	–	–	759	–	–	395
V	241	318	–	–	198	–	–	235
Rb	3	6	–	–	12	–	–	Сл.
Sr	211	90	–	–	82	–	–	79
Zr	43	30	90	70	9	–	–	10
Y	20	21	41	29	8	–	–	13
La	–	1,5	–	–	1,4	–	–	1,7
Ce	5,1	–	8,3	8,7	–	3,1	3,9	–
Sm	2,0	2,8	3,9	3,4	0,9	1,7	1,4	1,6
Eu	0,82	1,0	1,3	1,2	0,4	0,68	0,53	0,7
Gd	2,3	–	4,5	3,8	–	1,6	1,5	–
Tb	0,49	–	0,60	0,83	–	0,47	0,26	–
Yb	1,9	–	3,8	3,0	1,1	1,9	1,7	1,1
Lu	0,32	–	0,54	0,48	0,1	0,33	0,30	0,1

*Суммарное железо в форме FeO.

ные, а также андезибазальты и типичные андезиты; иногда среди них отмечаются кислые эффузивы типа дацитов. Базитам свойственны повышенные содержания SiO_2 и пониженные – TiO_2 при варьирующих количествах других петрогенных окислов (табл. 51). Вкрапленники в породах представлены плагиоклазом и клинопироксеном, а основная масса – разложенным ожелезненным стеклом с микролитами неизмененного плагиоклаза. Распространенными вторичными процессами являются альбитизиция и селадонитизация; в миндалинах пузырчатых лав развиваются халцедон и кальцит.

В отличие от нижних верхние подушечные лавы почти не содержат интрузивного материала. Они отличаются также по минеральному, петрографическому и химическому составу. В верхней свите преобладают оливиновые базальты, однако распространены и не содержащие оливина магнезиальные разности (см. табл. 51); всем им свойственно низкое содержание Ti. Здесь же отмечены пикробазальты и нормальные пикриты. Вкрапленники в породах представлены обычно оливином и клинопироксеном, реже плагиоклазом и гиперстеном. В свежем состоянии сохраняется только моноклинный пироксен. Основная масса сложена измененными микролитами плагиоклаза, клино-

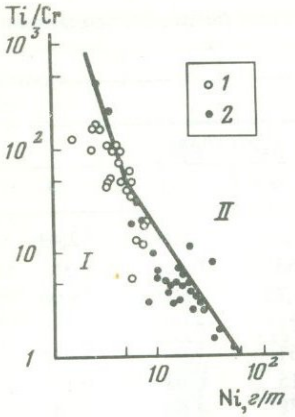


Рис. 42. Распределение фигуративных точек составов базальтов нижней (*1*) и верхней (*2*) лавовых свит комплекса Троодос на дискриминационной диаграмме Ti/Cr–Ni (Beccaluva et al., 1979)

Области составов толеитовых базальтов: *I* – островодужных, *II* – океанических

пироксена, выделениями цеолитов, погруженными в смектитовый агрегат, замещающий стекло.

Между нижними и верхними лавами местами фиксируется угловое несогласие, отвечающее перерыву в накоплении эффузивных толщ. Эта граница одновременно является плоскостью раздела различно метаморфизованных пород, причем эффузивы Базальной группы и нижней свиты метаморфизованы сильнее (вплоть до появления типичных зеленосланцевых парагенезисов). Верхние подушечные лавы содержат натролит и прочие цеолиты, тогда как для нижних более характерны халцедон и кальцит.

В эффузивах обеих лавовых свит Троодоса довольно детально изучен изотопный состав стронция и кислорода (Колман, 1979; Spooner et al., 1977). Значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ резко повышены до 0,7076. Эта величина, очень близкая к изотопному составу Sr воды мелового океана, указывает на интенсивное перераспределение стронция в системе базальт–вода. Существование относительно холодных (первые сотни °С) древних гидротерм в кипрских вулканитах доказывается и резким утяжелением в них изотопного состава кислорода ($\delta^{18}O$ до 16,6‰) по сравнению с неизмененными магматическими породами (Spooner et al., 1977).

Массив Троодос относится к тем классическим объектам, на которых проверялись и уточнялись новые мобилистские концепции. Так случилось с осознанием роли комплекса параллельных даек в офиолитах; в не меньшей мере это касается и вулканитов Троодоса. Критический разбор уже устоявшихся, казалось бы, представлений о срединно-океаническом происхождении офиолитовой ассоциации (Гасс, Смюинг, Мурс и Вайн) вызвал широкую дискуссию о природе химических особенностей ее эффузивов и в конце концов привел к радикальной переоценке геодинамических построений, связанных с присутствием офиолитов в складчатых поясах (Мияширо, Пирс, Беккалува и соавторами и др.). Основную роль в этом сыграли петро- и геохимические данные (см. табл. 51).

Известково-щелочное (островодужное) направление эволюции многих лав Троодоса хорошо выявляется уже на диаграмме *AFM* (см. рис. 38). Еще более убедительные свидетельства островодужной природы вулканитов дают данные о содержании инертных микроэлементов (Pearce, 1975; Kay, Senechal, 1976; Beccaluva et al., 1979; Desmons et al., 1980). На всех дискриминационных диаграммах (Ti–Cr, Ti–Zr, Ti/Cr–Ni, Ba–Y, Ti–Zr–Y, TiO_2–FeO/MgO и др.) подавляющее большинство фигуративных точек нижней лавовой свиты попадает либо в островодужные поля, либо в области совмещения островодужных и срединно-океанических ассоциаций (рис. 42). Столь же резко выражен островодужный характер подушечных базальтов верхней свиты (низкие концентрации Ti, K, Nb, Zr, Y, Rb, Sr). Менее пригодными для целей геохимической дискриминации пород и палеотектонических реконструкций оказались РЗЭ (Kay, Senechal, 1976; Desmons et al., 1980), однако с их помощью (см. рис. 39) подтверждается непосредственная генетическая связь лавового комплекса с подстилающим дайковым (дайки рассматриваются как питающие каналы лавовых излияний).

Комплекс Семейл (Оман). Вулканиты в оманских офиолитах пользуются наименьшим площадным и объемным распространением (см. рис. 28), что связано с сильной эродированностью этой части разреза (Колман, 1979; Oman ophiolite, 1981). Эффузивная толща сложена подушечными лавами с подчиненными массивными базальтовыми потоками, лавобрекчиями, гиалокластитами, дайками и силлами и достигает местами

общей мощности свыше 2 км. Книзу она на протяжении 50–100 м постепенно сменяется комплексом параллельных даек. Сверху толща перекрыта пелагическими известняками, хемогенными Fe-Mn осадками и глинами с фауной сеноман-туронского возраста, венчающими разрез офиолитов; прослои осадочных пород отмечены и внутри эффузивов (Tethyan ophiolites, 1980; Alabaster et al., 1982).

Вулканический комплекс Семейл имеет сложное строение. В последних работах в его пределах выделяется пять лавовых свит, сменяющих друг друга в генерализованном разрезе снизу вверх в следующем порядке: 1) Геотаймс; 2) Лесейл; 3) Элли; 4) Клинопироксенофировая; 5) Салахи. Самая нижняя свита Геотаймс является и наиболее мощной (до 1,5 км). Она повсеместно распространена в офиолитах Семейл и непосредственно сменяет дайковый комплекс по вертикали. Свита сложена потоками подушечных толеитовых базальтов (табл. 52), иногда андезибазальтов. В межподушечных пространствах содержится большое количество гиалокластического материала. Структуры пород, как правило, интерсертальные, афировые; изредка отмечаются микровкрапленники плагиоклаза и клинопироксена. Две следующие свиты общей мощностью до 1 км не образуют сплошного слоя, а развиты лишь в некоторых пересечениях, т.е. характеризуются "пятнистым" распространением. В отличие от преимущественно базальтовых лав свиты Геотаймс они представлены дифференцированными сериями от пикробазальтов (известны только в свите Элли) или базальтов до андезитов и риолитов. Породы свит Лесейл и Элли отличаются от подстилающих эффузивов также цветом, морфологией подушек, характером метаморфизма и широким распространением (наряду с афировыми) порфировых структур с большим количеством микровкрапленников оливина и клинопироксена. Две верхние свиты маломощны (первые десятки метров), имеют локальное распространение и выделялись не всеми исследователями. Клинопироксенофировая получила название по бросающемуся в глаза обилию крупных зеленоватых фенокристаллов моноклинного пироксена, повсеместно насыщающих вулканиты. Отличительными признаками свиты Салахи являются преобладание массивных базальтов со столбчатой отдельностью над подушечными лавами и щелочная специализация пород с накоплением некогерентных элементов (см. табл. 52). Подводящими каналами лав свиты Салахи служили долеритовые дайки, отчетливо пересекающие породы свиты Элли (Tethyan ophiolites, 1980; Alabaster et al., 1982).

Вулканиты комплекса Семейл подверглись интенсивному вторичному изменению. Оливин в них практически не сохранился, плагиоклаз обычно альбитизирован, а клинопироксен часто замещен актинолитом. Стекло базальтов полностью разложено. Новообразования представлены также хлоритом, гематитом, эпидотом, пумпеллиитом, кварцем; в пустотах пузырчатых лав присутствуют кальцит, натролит, гейландит и ломонтит (Колман, 1979; Tethyan ophiolites, 1980). Степень метаморфизма вулканитов нарастает книзу; цеолиты наиболее широко распространены в свите Элли. Для лав свиты Лесейл характерны минеральные ассоциации пренит-пумпеллиитовой ступени, а Геотаймс – нормальные зеленосланцевые (Alabaster et al., 1982).

Детальное геохимическое и минералогическое изучение вулканитов показало, что выделенные по внешним признакам лавовые свиты разнятся и вещественными особенностями. Причины этих отличий нельзя свести только к влиянию вторичных процессов, хотя спилитизация многих образцов проявлена вполне отчетливо. Во-первых, состав базитовых членов комплекса колеблется в разных свитах по-разному, но устойчив в измененных в различной степени однотипных лавах; во-вторых, первичные клинопироксены базальтов, резко различаясь между собой концентрациями Ti, Cr, Na, отношениями Fe/(Fe + Mg) и Ca/ (Ca + Mg) (табл. 53), хорошо коррелируются по содержанию некоторых петрогенных окислов с вмещающими породами. Лавы свиты Геотаймс геохимически сходны с подстилающим дайковым комплексом. Главные геохимические тренды в них (Ti–Zr, Zr–Y, распределение РЗЭ) продолжают аналогичные тренды верхних однородных габбро и сопутствующих более кислых пород, что указывает на

Таблица 52. Химический состав базальтов вулканического комплекса Семейл (Alabaster et al., 1982)

Компоненты	Свита							
	Геотаймс		Лесейл		Элли		Клинопироксен-офировая	Салахи
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	52,1	49,4	47,0	47,6	53,0	48,4	52,8	48,2
TiO_2	2,09	1,88	0,48	0,44	0,70	0,51	0,44	1,80
Al_2O_3	15,3	16,5	15,9	13,8	14,8	14,8	15,0	14,5
Fe_2O_3	8,55	8,09	5,08	–	5,63	4,88	2,62	6,97
FeO	3,03	3,84	3,26	9,00*	3,13	2,58	5,34	5,96
MnO	0,14	0,24	0,15	0,20	0,16	0,17	0,17	0,23
MgO	3,76	3,74	5,92	9,32	4,98	5,88	7,72	4,33
CaO	4,30	4,13	10,96	6,74	6,48	9,22	7,31	6,05
Na_2O	6,54	5,86	1,75	1,88	3,49	2,18	3,35	5,53
K_2O	0,04	0,81	1,11	1,13	0,30	0,52	0,52	1,03
P_2O_5	0,26	0,16	0,03	0,03	0,50	0,10	0,04	0,46
П.п.п.	2,58	3,97	7,88	8,94	7,35	9,14	3,74	3,54
Сумма	98,69	98,62	99,52	99,08	100,42	98,70	99,05	98,60
Ni	29	16	67	66	37	44	80	27
Co	20	32	16	35	25	28	33	34
Cr	–	–	268	158	–	80	153	–
V	292	271	212	–	308	280	248	319
Zr	145	141	20	27	42	27	23	189
Hf	3,87	3,54	0,90	0,83	1,79	0,73	0,63	3,86
Y	52	48	10	12	24	22	13	45
Ta	0,32	0,20	0,03	0,10	0,08	0,02	0,02	1,38
Nb	Нет	3	2	Нет	Нет	Нет	Нет	37
Sc	28,7	29,5	26,4	35,9	37,1	44,8	43,1	24,2
Rb	–	9	2	1	3	10	5	9
Sr	55	97	498	107	254	190	149	128
Ba	2	38	22	49	84	6	–	409
Th	0,48	0,34	0,17	0,20	0,23	0,12	0,08	3,71
Cu	–	6	685	1004	45	55	7	–
Zn	34	126	13	171	52	59	124	46
La	5,2	6,2	1,1	–	2,6	1,7	0,6	26,4
Ce	16,9	15,6	4,0	2,8	7,4	3,0	1,5	50,9
Nd	14,9	14,7	3,6	2,9	7,3	2,8	2,0	26,8
Sm	5,2	4,8	1,3	1,4	2,2	1,1	0,8	5,9
Eu	1,86	1,75	0,86	0,47	0,87	0,48	0,33	1,98
Gd	6,7	6,9	1,9	1,4	4,0	1,8	1,2	6,6
Tb	1,16	1,21	0,31	0,33	0,70	0,37	0,28	1,07
Yb	5,13	4,64	1,23	1,50	3,02	1,77	1,25	3,57
Lu	0,82	0,72	0,23	0,28	0,48	0,29	0,19	0,55

*Суммарное железо в форме FeO.

петрогенетическое родство всех этих образований (Alabaster et al., 1982). Одновременно лавы свиты Геотаймс близки базальтам срединно-океанических хребтов. Три последующие свиты геохимически сходны между собой и заметно отличаются от лав Геотаймс (рис. 43). Они в различной степени обеднены такими элементами, как Ti, Zr, Hf, Y, Ta, Nb, Th, РЗЭ, но одновременно содержат повышенные концентрации Ba, Sr,

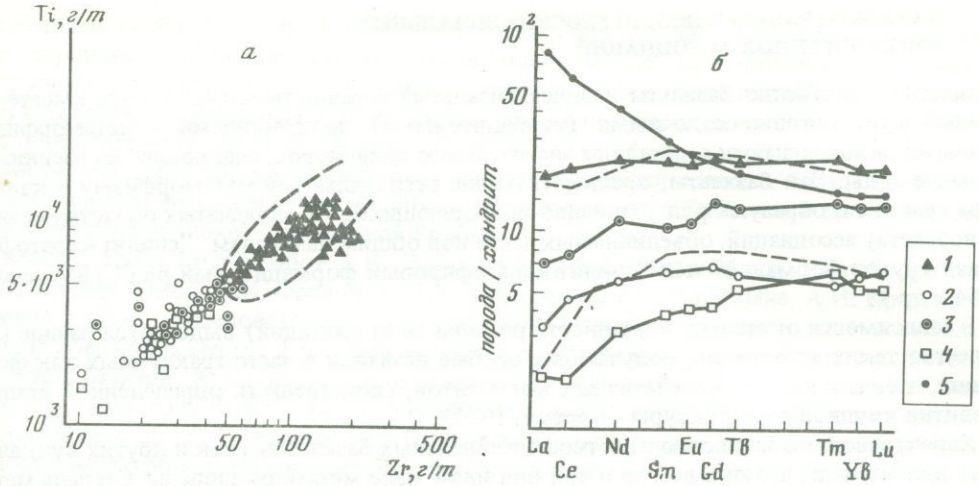


Рис. 43. Фигуративные точки составов базальтов комплекса Семейл на диаграмме Ti–Zr (*а*) и распределение редкоземельных элементов (*б*) в лавах свит Геотаймс (*1*), Лесейл (*2*), Элли (*3*), Клинопироксенофировой (*4*), Салахи (*5*). Пунктирной линией оконтурено поле составов базальтов срединно-океанических хребтов (Alabaster et al., 1982)

отчасти K и Rb. Эти особенности сближают их с базальтами островных дуг. Наконец, лавы свиты Салахи по геохимическим особенностям тяготеют к породам постофиолитовых магматических комплексов (Alabaster et al., 1982).

В изотопном отношении базальты комплекса Семейл изучены менее детально, чем подстилающие дайки и плутонические породы, однако и для них известны важнейшие изотопные данные (см. табл. 36). Здесь мы дополнительно приведем результаты исследования изотопии свинца (отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$ равны соответственно 18,140; 15,448; 37,928) и кислорода ($\delta^{18}O = 10{,}7–12{,}7‰$). Все изотопные отношения иллюстрируют те же процессы магматической и метаморфической эволюции базальтов, о которых говорилось выше.

Таблица 53. Химический состав моноклинных пироксенов из базальтов комплекса Семейл (Alabaster et al., 1982)

Компоненты	Свита				
	Геотаймс	Лесейл	Элли	Клинопироксенофировая	Салахи
	1	2	3	4	5
SiO_2	50,87	51,94	52,77	53,22	49,12
TiO_2	0,95	0,28	0,24	0,17	1,51
Al_2O_3	3,11	3,98	1,94	2,74	4,05
Cr_2O_3	0,00	0,62	0,02	0,68	0,02
FeO	9,56	5,31	9,72	5,06	10,46
MnO	0,25	0,19	0,28	0,17	0,27
MgO	14,26	17,58	17,45	18,36	12,27
CaO	20,25	19,36	17,28	19,21	21,66
Na_2O	0,32	0,11	0,18	0,09	0,37
Сумма	99,57	99,37	99,78	99,70	99,73
En	41,7	51,0	49,4	52,4	36,4
Fs	15,7	8,6	15,5	8,1	17,4
Wo	42,6	40,4	35,1	39,5	46,2

БАЗАЛЬТЫ РАННЕ- И ПОЗДНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ АССОЦИАЦИЙ

Базальты (собственно базальты и андезибазальты) геосинклинального этапа вместе со своими вулканогенно-осадочными (турбидитовыми) производными и метаморфизованными эквивалентами составляют значительную долю пород, слагающих эвгеосинклинальные зоны. Эти базальты, предшествующие региональному метаморфизму и калиевым гранитам, образуют ряд устойчиво повторяющихся (в складчатых областях разного возраста) ассоциаций, объединяемых часто под общим названием "спилит-кератофировая группа формаций" или "спилит-кератофировый формационный ряд" (Кузнецов, 1964 и др.).

В зависимости от степени изученности региона (и от традиций) выделяется разное количество таких ассоциаций, получающих особые названия и часто трактуемых как формации, т.е. ассоциации когенетичных магматитов, свойственных определенной стадии развития крупной геоструктуры (Борсук, 1979).

Характерной особенностью всех геосинклинальных базальтов (как и других вулканитов) является то, что они всегда в той или иной мере метаморфизованы. Степень метаморфизма сильно варьирует в разных зонах одной и той же складчатой области даже для одновозрастных вулканитов. В одних зонах базальты лишь едва затронуты зеленокаменным перерождением с сохранением первичных структур и парагенезисов (даже вулканического стекла), в других – полностью спилитизированы, т.е. превращены в агрегаты альбита, хлорита и рудного минерала, правда, с сохранением реликтов первичных структур, в третьих – превращены в зеленые сланцы и амфиболиты. Рассмотрение вопросов метаморфизма не входит в нашу задачу. Проблема спилитов будет затронута в специальном разделе; здесь же оговоримся, что большинство современных исследователей считают спилиты метаморфизованными базальтами, а не продуктом кристаллизации особой спилитовой магмы.

Другой важной особенностью геосинклинальных базальтов (как и более кислых вулканитов) является то, что они, особенно порфировые разновидности, сопровождаются вулканогенными турбидитами того же состава и возраста. Эти кластические осадки, обладающие градационной слоистостью, формируются за счет переотложения суспензионными потоками в наиболее глубокие участки морского дна вулканогенного материала, извергнутого на относительно приподнятых участках – подводных вулканических горах или островах. Турбидиты переслаиваются с обычными пелагическими (глинистыми, карбонатными) осадками и могут содержать вулканомиктовую и терригенную примесь за счет размыва более древних вулканитов и ближайших участков суши. Таким образом, продукты геосинклинального вулканизма представлены не только собственно вулканитовой (лавы, туфы) и субвулканитовой фациями, но и турбидитовой фацией, составляющей значительную часть извергнутого материала и слагающей своего рода осадочный шлейф вулканов. В этом шлейфе как в летописи записана последовательность и состав извержений. Анализ разреза турбидитов, где градационная слоистость позволяет определить возрастную последовательность толщ, даже сильно дислоцированных и метаморфизованных, может служить методом стратиграфического расчленения собственно вулканитов, где эти задачи гораздо сложнее, особенно из-за трудностей разделения вулканитов и субвулканитов. Применение этого метода на Урале и Кавказе привело, в частности, к выводу (Чесноков, 1974; Чесноков, Красивская, 1981 и др.), что контрастная ассоциация плагиориолитов и базальтов (спилит-кератофировая формация), с которой нередко связывают начало геосинклинального вулканизма, на самом деле может представлять собой (по крайней мере, в эндиматических зонах) пространственное совмещение более древних базальтов и более молодых субвулканических плагиориолитов (силлов) конца раннегеосинклинальной стадии.

Широко распространенные представления об одновременности извержений кислых и основных членов спилит-кератофировой ассоциации исходят из допущения об эффузивной природе пластовых тел плагиориолитов в чередовании с базальтами. Однако плагио-

риолитовые турбидиты, как будет показано ниже, обычно залегают поверх более основных турбидитов (или соответствующих вулканитов), но не переслаиваются с ними. Подлинная же контрастность наблюдается лишь в стадию завершения раннегеосинклинального вулканизма, когда при одновременном извержении базальтов и плагиориолитов образуются так называемые смешанные туфы (и туфотурбидиты) с плагиориолитовыми обломками в более мафическом цементе. Геосинклинальные базальты рассмотрим на примере энсиматических зон Южного Урала, Египта и Гималаев и энсиалического Реногерцинского пояса Центральной Европы.

Южный Урал. После работ А.Н. Заварицкого, В.А. Заварицкого, Д.С. Штейнберга, М.Б. Бородаевской, Т.И. Фроловой, И.А. Буриковой, В.С. Шарфмана, А.И. Кривцова и многих других исследователей в варисцийской эвгеосинклинальной зоне восточного склона обычно в качестве формаций выделяется целый ряд вулканогенных ассоциаций с участием базитов. К раннегеосинклинальным ($O - D_2$) относятся следующие ассоциации: 1) однородная базальтовая (афировых базальтов, спилит-диабазовая, недифференцированная и др.); 2) контрастная базальт-плагиориолитовая (спилит-кератофировая, диабаз-альбитофировая, контрастно-дифференцированная и др.); 3) ранняя базальт-андезитовая (нижнедевонская базальтоидная порфиритовая, порфировых базальтов, слабо дифференцированная и т.д.); она по простиранию нередко переходит в непрерывную базальт-плагиориолитовую (базальт-андезит-дацит-плагиориолитовую, последовательно дифференцированную и др.). К позднегеосинклинальным ассоциациям ($D_3 - C_1$) относятся: 1) поздняя базальт-андезитовая (верхнедевонская базальтоидная порфиритовая и др.); 2) контрастная базальт-риолитовая (базальт-липаритовая и др.); 3) непрерывная субщелочная базальт-трахириолитовая (базальт-трахиандезит-трахилипаритовая и др.).

Эти ассоциации перечислены примерно в порядке обычно принимаемой их возрастной индексации (от O–S до C_1), под названиями, которые кажутся наиболее предпочтительными, тогда как в скобках даны их другие названия, встречающиеся в литературе.

Соотношения между этими ассоциациями, особенно раннегеосинклинальными, остаются во многом неясными и спорными. Прежде всего это касается базальт-плагиориолитовых ассоциаций, контрастной и непрерывной, к которым, строго говоря, нельзя применять термин "формация", подразумевающий ассоциацию когенетичных пород близкого возраста и состава (Борсук, 1979 и др.). Как было показано на примере Магнитогорского синклинория (рис. 44), раннегеосинклинальные базальты в контрастной ассоциации с плагиориолитами (альбитофирами) близки по петрографическому типу и положению в разрезе в одних случаях к силурийским афировым базальтам однородной формации, в других – к нижнедевонским порфировым базальтам ранней базальт-андезитовой формации. Судя по результатам изучения турбидитовых шлейфов этих формаций, кислый вулканизм здесь отсутствовал. Это позволяет думать, что внедрение силлов плагиориолитов, которое привело к появлению "контрастной ассоциации", произошло лишь в среднем девоне одновременно с завершением формирования непрерывной базальт-андезит-плагиориолитовой ассоциации в конце раннегеосинклинальной стадии. Именно эти силлы и принимаются часто за потоки и покровы.

Таким образом, все проявления раннегеосинклинального базальтового вулканизма здесь, как и в других частях Южного Урала, можно свести к двум формациям: однородной базальтовой и ранней базальт-андезитовой (порфиритовой). Первая из них представлена, как правило, афировыми базальтами (часто подушечными) с прослоями радиоляритов и углеродистых сланцев, в том числе с граптолитами силура. Эти базальты часто содержат линзы серпентинитов или включены в виде блоков в серпентинитовый меланж, фактически являясь членом классической "офиолитовой триады". Вместе с серпентинитами они слагают видимое основание разреза всех структурно-формационных зон (см. рис. 44). Это относится и к приведенному в качестве примера участку Магнитогорского синклинория, и ко всему восточному склону Урала, включая его гнейсовые зоны (Чесноков, Красивская, 1979).

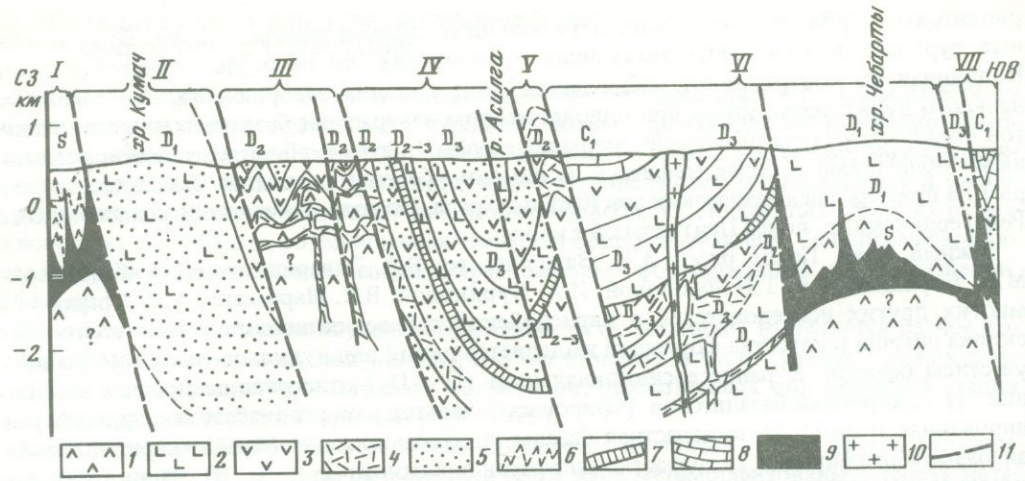


Рис. 44. Схематический геологический разрез через восточную часть Магнитогорского синклинория в окрестностях сел. Курамино (Чесноков, 1974)

1 – афировые базальты однородной, контрастной и непрерывной ассоциаций; *2* – пироксенофировые базальты и андезибазальты; *3* – плагиофировые базальты, андезибазальты и андезиты; *4* – дациты и плагиориолиты; *5* – вулканогенные турбидиты различного состава; *6* – углеродистые филлиты и граптолитовые сланцы; *7* – известняки и силициты по ним; *8* – известняки; *9* – серпентиниты; *10* – гранит-порфиры; *11* – разломы; *I–VII* – структурно-формационные зоны: *I* – Поляковская, *II* – Ирендыкская, *III* – Учалинская, *IV* – Кураминская, *V* – Асилгинская, *VI* – Чебартинская, *VII* – Выдринская

Порфировые базальты могут фациально замещать по латерали афировые, но в целом залегают, несомненно, на более высоком стратиграфическом уровне независимо от возраста. Для них характерны обилие грубых туфо- и лавобрекчий, а также образование мощного (до 2–3 км) турбидитового шлейфа (см. рис. 44). Формирование этих базальтов обычно связывается с началом развития энсиматической островной дуги. Показателем энсиматичности, в частности, является отсутствие в турбидитах обломочного материала каких-либо пород сиалического профиля (гранитов, гнейсов и т.п.), включая плагиориолиты.

Для позднегеосинклинальной базальт-андезитовой формации (верхний девон) также характерно обилие грубообломочных разновидностей вулканитов. Судя по наличию среди них краснокаменных туфов с остатками наземной флоры и мощных турбидитовых шлейфов, извержения происходили в условиях островной дуги. Показательно, что базальтовые туфотурбидиты содержат гальку более древних раннегеосинклинальных плагиориолитов, что отражает развитие процесса превращения симатической коры в сиалическую, завершившегося в карбоне процессом массового внедрения калиевых гранитоидов.

В северной части Магнитогорского синклинория поздняя базальт-андезитовая формация завершает в конце девона варисцийский геосинклинальный вулканизм, не сопровождаясь кислыми вулканитами. Однако в более южных районах базальтовый вулканизм возобновлялся еще раз в раннем карбоне, имея достаточно специфический характер. Продукты раннекарбонового вулканизма обычно описываются в составе контрастной базальт-риолитовой и несколько более поздней непрерывной субщелочной базальт-трахириолитовой ассоциаций. Главным отличительным признаком этих ассоциаций является отраженное в их названиях сочетание базальтов с нормальными риолитами или риолитами с повышенной калиевой щелочностью (а не плагиориолитами). По всем особенностям нижнекарбоновые вулканиты Южного Урала близки к верхнепалеозойским (C_2–P_1) орогенным вулканитам Большого Кавказа, входящим в состав разреза варисцийской вулканогенной молассы (Борсук, 1979).

Характеристика вещественного состава ранне- и позднегеосинклинальных базальтов

Таблица 54. Химический состав ранне- и позднегеосинклинальных базальтов Урала (Фролова, Бурикова, 1977; Лутц, 1980)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	49,21	49,35	50,07	48,43	49,52	53,33	49,43	49,32	50,05
TiO_2	1,30	1,44	0,95	9,56	0,58	9,76	0,76	1,71	1,59
Al_2O_3	14,81	14,98	16,58	14,78	15,07	16,10	16,07	16,98	17,02
Fe_2O_3	2,66	4,18	3,78	2,22	3,22	4,37	4,17	5,14	5,10
FeO	8,18	6,05	8,38	7,63	6,84	3,45	6,14	5,31	4,53
MnO	0,17	0,17	0,19	0,18	0,16	0,18	0,14	0,18	0,16
MgO	6,96	6,91	6,00	8,50	8,10	3,45	6,89	6,35	5,23
CaO	8,93	9,18	6,23	10,80	9,86	7,56	9,45	8,11	8,03
Na_2O	2,88	3,41	2,86	2,38	2,35	3,37	2,75	3,93	3,78
K_2O	0,68	0,09	0,50	0,27	0,54	3,20	1,09	0,86	1,16
P_2O_5	–	0,12	–	0,06	–	0,20	–	0,38	0,43
П.п.п.	4,00	4,93	–	3,92	–	2,88	–	2,50	5,00
Сумма	–	99,92	–	99,74	–	99,03	–	–	–
Rb	25*		13,6*		17*		15	18	27
Sr	200								
Ni	89*		52*		53*		62*	29	29*
Co	58*		38*		48*		40*	25	29*
Cr	20		10*		65*		75	88	120
V	180		130*		225*		205	99	77
Cu	120				100		100	24	11
Zn	100				130		105	103	82
Pb	7				4		6	9	5
Ba	140*		95		134*		120*		342*
Число анализов	17		7		40		40	91	8

*Данные Б.Г. Лутца.

Базальты Магнитогорского синклинория: 1 – однородной формации (поляковской свиты); 2, 3 – контрастной ассоциации (карамалыташской свиты); 4, 5 – ранней базальт-андезитовой формации (ирендыкской свиты); 6, 7 – поздней базальт-андезитовой формации (колтубанской свиты); 8 – контрастной базальт-риолитовой ассоциации (березовской свиты); 9 – непрерывной субщелочной ассоциации (кизильской свиты).

Южного Урала приведена в основном по материалам Т.И. Фроловой и И.А. Буриковой (1977).

Раннегеосинклинальные базальты. Базальты однородной формации, выделяемые обычно в силурийскую поляковскую свиту, представлены преимущественно афировыми разновидностями с диабазовой, спилитовой, метельчатой и вариолитовой структурами, плотными и миндалекаменными. В некоторых разновидностях содержится до 50% апостекловатого базиса. Редкие порфировые разновидности обладают теми же структурами основной массы и содержат следующие парагенезисы вкрапленников, составляющих до 7–8% объема породы: 1) плагиоклаз; 2) клинопироксен + плагиоклаз; 3) оливин + клинопироксен + плагиоклаз. Субвулканиты близки по составу эффузивам, отличаясь от них более раскристаллизованными структурами основной массы вплоть до офитовой и увеличением количества гломеропорфировых сростков. Из вкрапленников первым кристаллизуется оливин, затем плагиоклаз и последним – клинопироксен. Для всех пород характерна поздняя кристаллизация рудных минералов. Широко проявлена альбитизация плагиоклаза с одновременным обособлением эпидота, актинолита, пренита и хлорита, что характерно для спилитов. Этому парагенезису местами предшествуют соссюритизация и уралитизация пироксена. Для всех вулканитов характерна слабая дифференциация по составу. По химизму наименее измененные разновидности (табл. 54) довольно близки к среднему для толеитов срединно-океанических хребтов

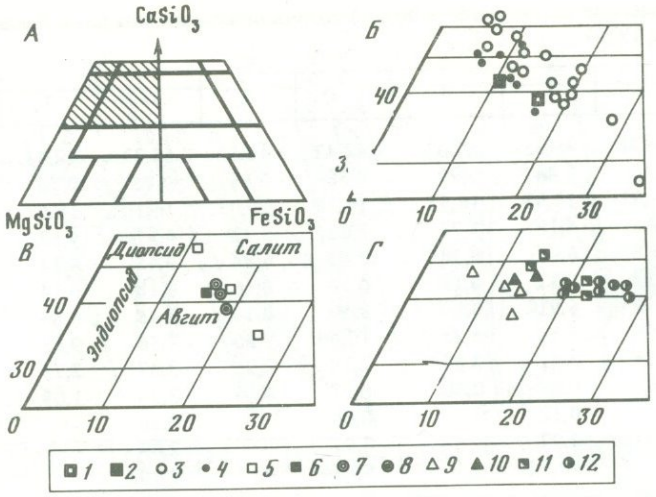


Рис. 45. Изменение составов клинопироксенов в геосинклинальных базальтах различных ассоциаций Магнитогорского синклинория (Фролова, Бурикова, 1977)

А – диаграмма $CaSiO_3$ – $MgSiO_3$ – $FeSiO_3$, заштриховано поле, рассматриваемое на рис. 45, *Б–Г*; *Б–Г* – этапы вулканизма: *Б* – силурийско-нижнедевонский, *В* – среднедевонский, *Г* – верхнедевонский–нижнекаменноугольный; *1–12* – клинопироксены из базальтов различных ассоциаций и формаций: *1, 2* – контрастная базальт-плагиориолитовая (баймак-бурибаевская свита); *3, 4* – ранняя базальт-андезитовая (ирендыкская свита); *5, 6* – контрастная базальт-плагиориолитовая (карамалыташская свита); *7, 8* – непрерывная (улутауская свита); *9, 10* – поздняя базальт-андезитовая (колтубанская свита); *11* – контрастная базальт-риолитовая (березовская свита); *12* – непрерывная субщелочная (кизильская свита); полностью залитые значки соответствуют химическим составам клинопироксенов, остальные – их составам по оптическим данным

(MORB), по К. Ведеполю. Большее содержание щелочей и меньшее – кальция в базальтах связывается, как и в случае реногерцинских спилитов (см. далее), с влиянием зеленокаменного перерождения. Дефицит Cr и Ni (см. табл. 54) по сравнению со средним для базитов, по А.П. Виноградову (200 и 160 г/т соответственно), наряду с высоким отношением FeO/MgO в рассмотренных базальтах, вероятно, отражает фракционирование более основных по составу пород (пикритов и т.п.).

Базальты контрастной ассоциации, выделяемой в среднедевонскую карамалыташскую свиту, но могущие оказаться в свете приведенных выше данных даже додевонскими, по первичным петрографическим особенностям, характеру изменений и химизму близки к поляковским, однако во вкрапленниках в них наблюдались только плагиоклаз и клинопироксен (авгит) без оливина, а в плагиоклазах – реликты лабрадора (An_{56-59}). Наиболее обычной ранней фемической фазой в карамалыташских базальтах является салит или маложелезистый авгит состава $Wo_{48}En_{41}Fs_{11}$, плавно эволюционирующий до $Wo_{34}En_{39}Fs_{27}$, т.е. до железистых авгитов, близких к субкальциевым (рис. 45). В целом по химизму эти базальты, как и поляковские, близки к толеитам MORB. В породах наблюдаются значительные вариации в содержаниях CaO и Na_2O, что, как и в предыдущем случае, связывается с неравномерной альбитизацией, сопровождаемой выносом CaO и повышением содержания SiO_2. Содержание Ni, Cr, V (89, 20, 180 г/т соответственно) заметно ниже, чем в среднем для базальтов срединно-океанических хребтов (по К. Ведеполю).

Базальты ранней базальт-андезитовой формации, выделяемой в нижнедевонскую ирендыкскую свиту, относятся к нормальному ряду и представлены преимущественно порфировыми, нередко гиперстеновыми базальтами и андезибазальтами. Вкрапленники составляют 15–20% по объему и представлены основным плагиоклазом, в той или иной мере альбитизированным, в сочетании с клинопироксеном или клино- и ортопироксеном. Количество последнего увеличивается с ростом кремнекислотности от базальтов через андезибазальты до андезитов. По структурным признакам (резорбция, обрастание

и т.п.) выделяются две генерации (парагенезиса) вкрапленников. В базальтах максимальное количество темноцветных минералов относится к первой генерации с прогрессивным возрастанием лейкократовости более поздних парагенезисов. Параллельно возрастает количество магнетита, максимальные содержания которого приурочены к основной массе. Однако магнетит нередок и среди вкрапленников первой генерации. Вкрапленники клинопироксена первой генерации представлены диопсидом, а второй генерации – авгитом (см. рис. 45), причем железистость тех и других возрастает от базальтов к андезибазальтам. Часто наблюдается обрастание резорбированных зерен раннего диопсида ($Wo_{50}En_{44}Fs_6$) каймой менее кальциевого диопсида, а иногда маложелезистого авгита ($Wo_{47-45}En_{43-42}Fs_{10-13}$), к которому присоединяется магнезиальный ромбический пироксен. Идиоморфные зерна вкрапленников авгита второй генерации ($Wo_{42-39}En_{40-38}Fs_{18-23}$), судя по отсутствию резорбции и редкости зональных кристаллов, образовались в более равновесных условиях. Базальты, включаемые в непрерывную ассоциацию (улутаускую свиту), фактически составляют единое целое с ирендыкскими. Поэтому они отдельно не рассмотрены.

Позднегеосинклинальные базальты. Базальты поздней базальт-андезитовой формации (верхнедевонской колтубанской свиты) представлены почти исключительно порфировыми типами базальтов и андезибазальтов (нередко гиперстеновых) с несколькими (обычно двумя) генерациями вкрапленников. Среди вкрапленников выделяются бесполевошпатовые парагенезисы (оливин-клинопироксеновые, двупироксеновые, клинопироксеновые) и парагенезисы, содержащие плагиоклаз и варьирующие количества темноцветных минералов от оливина до роговой обманки. Наиболее распространены оливины и клинопироксены. Парагенезисы второй генерации вкрапленников более бедные; обычно в них исчезают оливин и ортопироксен. Плагиоклазы в обеих генерациях кристаллизуются первыми, имея состав соответственно An_{65-60} и An_{65}, тогда как в основной массе – An_{56-60}. Клинопироксены обрастают в виде каймы вкрапленники ортопироксенов. В основной массе клинопироксен вместе с магнетитом всегда более ксеноморфен, чем плагиоклаз. Магнетит в базальтах присутствует только в основной массе и очень редко во вкрапленниках. Оливин и ортопироксен обычно нацело замещены серпентином и хлоритом. Клинопироксены первой генерации имеют состав диопсида $Wo_{44-43}En_{48-50}Fs_{6-7}$, второй – авгита $Wo_{43-38}En_{45-47}Fs_{12-14}$, а в основной массе приближаются к салитам.

По валовому химизму (см. табл. 54) они в целом близки к ирендыкским базальтам, отличаясь от них повышенным содержанием Al_2O_3, K_2O, TiO_2 и большей окисленностью железа. Суммарное содержание щелочей (3,84% – среднее для верхнедевонских базальтов всего Магнитогорского синклинория) несколько превышает среднее для внутриплитных толеитов (ВТ) и приближается к среднестатистическому для базальтов (3,7%), по Мэнсону, при среднем содержании K_2O – 1,09%. Однако в некоторых случаях содержание K_2O достигает 2,5–3% и даже преобладает над Na_2O вплоть до появления модального калиевого полевого шпата. Содержания Cr (75), Ni (40) и Co (22 г/т) несколько выше, чем в ирендыкских базальтах, но заметно ниже, чем в среднем для толеитов MORB и ВТ.

Нижнекарбоновые базальты контрастной базальт-риолитовой ассоциации (березовской свиты) представлены как афировыми, так и порфировыми разновидностями. Афировые базальты сложены плагиоклазом An_{50-65} и авгитом $Wo_{39-42}En_{41-45}$, Fs_{26-48}, выполняющим интерстиции между плагиоклазом. В разностях с оливином (Fs_{12}) плагиоклаз более известковистый (An_{60-78}), а в клинопироксене наблюдаются вростки ильменита. В большинстве других афировых базальтов рудный минерал встречается в виде ксеноморфных зерен в основной массе. Порфировые базальты имеют несколько генераций вкрапленников. В разновидностях с оливином первая генерация представлена оливином, плагиоклазом (An_{60-75}), клинопироксеном – салитом ($Wo_{44-47}En_{39-41}Fs_{14-15}$) и гиперстеном ($Fs_{65}$), а вторая – плагиоклазом (An_{55-58}) и авгитом ($Wo_{41-42}En_{37}Fs_{21-22}$); в безоливиновых породах вкраплен-

ники представлены клинопироксеном и плагиоклазом. Рудный минерал во всех разновидностях наблюдается лишь в основной массе.

По химизму эти базальты отличаются от раннегеосинклинальных базальтов контрастных ассоциаций большим содержанием TiO_2, глинозема и более высокой щелочностью (см. табл. 54).

Нижнекарбоновые базальты субщелочной непрерывной базальт-трахириолитовой ассоциации (кизильской свиты) характеризуются резким преобладанием порфировых разновидностей. Вкрапленники (обычно двух генераций) представлены двумя типами парагенезисов: оливин + плагиоклаз и магнетит + клинопироксен + плагиоклаз, тогда как основная масса в обоих случаях сложена плагиоклазом, клинопироксеном и магнетитом. Оливин (Fa_{20-10}) вместе с плагиоклазом (An_{67-60}) входит в состав первой генерации вкрапленников, а вторая представлена плагиоклазом An_{50-51}. В безоливиновых субщелочных базальтах первым кристаллизовался магнетит, затем клинопироксен (авгит $Wo_{40-42}En_{38-40}Fs_{20-22}$) и плагиоклаз ($An_{56-60}$).

С раннегеосинклинальными базит-плагиориолитовыми ассоциациями на Урале тесно пространственно и генетически связаны многочисленные колчеданные месторождения меди, цинка и других металлов (Учалы, Гайское, Сибайское и др.), описанные в литературе. Аналогичные ("уральского типа") месторождения характерны для энсиматических эвгеосинклинальных зон и других складчатых областей.

Верхний докембрий Египта. В пределах Панафриканского складчатого пояса позднего протерозоя–раннего палеозоя в Восточной пустыне Египта развиты верхнепротерозойские метабазальты (Engel et al., 1980; Stern, 1981). Здесь выделяются "нижние метавулканиты" (афировые подушечные базальты), образующие вместе с габбро и серпентинитами типичную офиолитовую ассоциацию в видимом основании разреза, и "верхние метавулканиты", представленные непрерывной ассоциацией порфировых вулканитов от базальтов и андезитов внизу до плагиориодацитов вверху при преобладании андезитов. Во вкрапленниках наименее измененных разновидностей базальтов и андезитов устанавливаются первичные плагиоклаз и авгит, а в кислых породах – кварц и плагиоклаз. Верхние метавулканиты фациально замещаются туфогенно-осадочными толщами родственного состава, залегая на нижних метавулканитах без заметного несогласия. Однако в разделяющей их туфогенно-осадочной толще имеется горизонт конгломератов с редкими валунами гранитов с радиоизотопными датировками до 2,3 млрд. лет. Предполагается, что эти валуны снесены с древнего кратона, находившегося на западе, а складчатый пояс здесь образовался на месте узкого энсиматического моря, располагавшегося вблизи древней сиалической суши наподобие современного Красного моря или Калифорнийского залива.

Верхние метавулканиты, для которых по Rb-Sr изохронам получен возраст от 610 до 700 млн. лет, прорваны близкими к ним по радиоизотопным датировкам позднегеосинклинальными (или "синтектоническими") тоналитами и гранодиоритами, а также более молодыми (574–544 млн. лет) "посттектоническими" существенно калиевыми "розовыми гранитами". Все эти породы перекрыты молассового типа конгломератами Хаммамат и связанными с ними фациальными переходами вулканитами Докхан (Stern, 1981; Ressetar, Monrad, 1983). Последние представлены слабо измененными андезибазальтами и андезитами (нередко с шошонитовой тенденцией) и высококалиевыми риолитами (часто в виде игнимбритов), образующими типичную раннеорогенную ассоциацию. Нижние метавулканиты – характерный представитель раннегеосинклинальной однородной базальтовой формации. Верхние же метавулканиты также включаются обычно в раннегеосинклинальный структурный этаж (Stern, 1981 и др.) и представляют (если исходить из аналогии с Уралом) раннюю базальт-андезитовую формацию в непрерывной ассоциации с плагиориолитами.

Нижние метавулканиты по химизму близки к современным толеитам океанических хребтов (MORB) и одновременно к метабазальтам "корней зеленокаменных поясов архея" (Engel et al., 1980; Stern, 1981). Для них характерны низкие концентрации

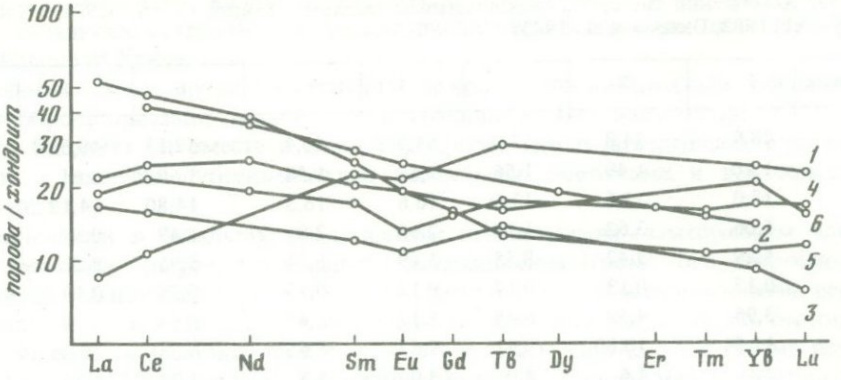


Рис. 46. Распределение редкоземельных элементов в геосинклинальных базальтах (Stern, 1981; Honegger et al., 1982; Dietrich et al., 1983)

1–3 – раннегеосинклинальные рифейские базальты Египта: *1* – "древние" офиолитовые, *2, 3* – "молодые"; *4, 5* – базальты Гималаев: *4* – раннегеосинклинальные афировые юрские из офиолитового меланжа, *5* – позднегеосинклинальные порфировые юрско-меловые; *6* – среднее для базальта срединно-океанических хребтов (Wedepohl et al., 1981)

K_2O (0,5–0,92%), Rb (0,3–5,0 г/т) и Ba (11–89 г/т) при высоком отношении K/Rb (450–1800) (табл. 55). Распределение РЗЭ близко к таковому для MORB (рис. 46). На основе полученных данных и расчетов сделан вывод (Stern, 1981), что расплав для нижних базальтов генерировался в мантии на глубинах менее 60 км за счет частичного (20–25%) плавления деплетированного перидотита. Подъем этих расплавов к поверхности в условиях небольшого океанического рифта или окраинного моря сопровождался лишь незначительным фракционированием.

Верхние метавулканиты в целом, а особенно андезиты и плагиориодациты по химизму близки к известково-щелочной серии современных островных дуг и континентальных окраин (Каскадные горы). В базальтах и андезибазальтах это не столь заметно, но по сравнению с нижними базальтами они содержат больше Rb (5–8 г/т) и сильнее обогащены легкими РЗЭ (см. табл. 55). Последнее сказывается на форме графика распределения РЗЭ, который обнаруживает наклон вправо (в сторону тяжелых РЗЭ), свойственный современным андезитам. Петрогеохимические особенности верхних метавулканитов в целом, в том числе низкие начальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7028–0,7030), а также расчеты привели к выводу (Stern, 1981), что исходные расплавы для преобладающих андезибазальтов и андезитов генерировались в мантии (на глубинах 65 км и более) за счет частичного (2–10%) плавления недеплетированного гранатового лерцолита в присутствии H_2O.

Гималаи. Юрско-меловые базальты Драс в Северо-Западных (Ладакских) Гималаях – еще один пример геосинклинальных вулканитов, хорошо изученных петрографически и геохимически (Dietrich et al., 1983; Honegger et al., 1982), хотя и оставляющих много вопросов относительно геологического положения. Главной причиной последнего служит напряженная изоклинальная складчатость, осложненная надвигами, шарьяжами и зонами меланжа. Недаром этот район, расположенный между Высокими Гималаями и Каракорумом с его юго-восточным продолжением – Южным Тибетом, называют обычно шовной зоной Инда-Цангпо. Подразумевается, что "шов" этот является остатком океанической литосферы Тетиса (точнее, эншматической мезозойской островной дуги и окраинного моря), сохранившимся после коллизии в неогене Индийской и Евразийской континентальных плит. Однако с точки зрения "континентальной" геологии этот "шов" – всего лишь фрагмент эвгеосинклинальной зоны альпийской складчатой области, во многом похожей на зеленокаменный Магнитогорский синклинорий на Урале и граничащей на юге с типичной миогеосинклинальной зоной (Высокие и Низкие Гималаи).

Таблица 55. Химический состав геосинклинальных базальтов Египта (Stern, 1981) и Гималаев (Honegger et al., 1982; Dietrich et al., 1983)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	48,9	54,8	52,0	54,9	50,4	52,13	48,69	47,25
TiO_2	1,20	1,49	1,56	1,53	1,58	1,60	0,64	0,78
Al_2O_3	17,0	15,6	13,6	16,6	16,3	14,80	14,12	18,15
Fe_2O_3	5,06	3,62	1,38	2,62	2,8	1,49	0,52	4,32
FeO	5,29	3,42	8,55	5,19	5,54	5,95	8,22	5,10
MnO	0,17	0,13	0,17	0,13	0,13	0,35	0,18	0,16
MgO	3,96	4,50	6,48	5,17	5,42	6,93	9,13	5,90
CaO	11,54	10,80	9,41	7,67	6,65	6,55	10,86	10,44
Na_2O	3,1	4,6	4,0	3,0	5,8	4,73	1,79	2,80
K_2O	0,24	0,05	0,17	0,75	0,17	0,26	0,40	1,30
P_2O_5	0,19	0,11	0,15	0,27	0,31	0,19	0,19	0,25
H_2O^+	1,31	1,68	0,40	1,11	2,35	3,28	4,42	2,70
H_2O^-	0,22	0,02	0,17	0,16	0,20			
CO_2	1,10	0,50	0,02	0,23	1,60	1,33	0,62	0,25
Сумма	99,28	101,32	98,15	99,33	99,25	99,62	99,78	99,40
Rb	3,9	0,9	1,8	8	5,1	4	5	34
Sr	376	66	95	364	298,8	159	162	359
Ba	74	11,1	35,3	312	78	83	63	188
Zr	91	89	108	160	179	154	46	52
Nb	–	–	–	–	–	2	2	
V	413		337	235	240	226	215	328
Cr	41	237	272	128	128	177	329	70
Ni	34	258	98	97	102	96	118	32
Co	–	–	–	–	–	47	47	3
Cu	121	54	66	32	33	44	54	
Zn			92	84	117	87	66	38
La	8,51	2,17				5,8	5,4	12,6
Ce	18,30	7,12	15,54	27,13		19,0	12,80	29,5
Nd			11,31	16,84		14,1	9,12	17,9
Sm	3,07	3,47	3,43	4,28		4,6	2,52	4,0
Eu	1,17	1,21	1,2	1,40		1,3	0,82	1,11
Gd			4,31			5,0	2,65	3,26
Tb	0,86	1,06				0,9	0,42	0,48
Dy			4,64	4,72				
Er			2,69	2,68		3,74		
Yb	2,42	3,79	2,36	2,43			1,64	1,78
Lu	0,35	0,56				0,58	0,26	0,29

Верхний протерозой (Египет): 1–3 – "нижние метавулканиты"; 4, 5 – "верхние метавулканиты". Мезозой (Гималаи): 6 – блок в офиолитовом меланже; 7, 8 – вулканиты Драс.

Здесь развиты два комплекса вулканитов. Первый представлен подушечными, главным образом афировыми базальтами в ассоциации с габбро и ультрамафитами в тектонических обрывках офиолитового меланжа. Эти юрские базальты, очевидно, представляют собой раннегеосинклинальную однородную базальтовую формацию. Второй комплекс – вулканиты Драс, содержащие прослои верхнеюрских радиоляритов и известняков с фауной мела, представлены главным образом порфировыми гиперстеновыми базальтами, реже калишпатсодержащими дацитами и связаны фациальными переходами с мощной толщей туфов и туфотурбидитов базальтового–дацитового

состава. Они, вероятно, являются уже позднегеосинклинальными, представляя собой вариант базальт-андезитовой или базальт-риолитовой ассоциации типа тех, что были описаны выше на Урале.

Вулканиты Драс прорваны типично позднегеосинклинальными роговообманковыми габбро-диоритами, тоналитами и гранодиоритами палеогенового "Трансгималайского батолита" и вместе с ними перекрыты неоген-четвертичной вулканогенной молассой с типично субсеквентными наземными андезитами и высококалиевыми риолитами.

Вкрапленники в базальтах представлены плагиоклазом (замещаемым альбитом), клинопироксеном (нередко зональным) и амфиболом. Кроме того, встречены микрофенокристы магнезиохромита и титаномагнетита, а также псевдоморфозы серпентина по оливину или ортопироксену. Тонкозернистая основная масса обычно состоит из вторичных минералов (хлорит, эпидот, кальцит и т. п.), иногда с реликтами первичного клинопироксена. Магнезиальность клинопироксена, по данным микрозондового анализа семи проб базальтов, убывает одновременно с увеличением железистости от крупных фенокристов к мелким, а в зональных кристаллах – от центра к периферии, например, в одной из проб соответственно от $Wo_{44,9}En_{50,1}Fs_{5,0}$ в ядре до $Wo_{44,4}En_{47,1}Fs_{8,6}$ по краям и до $Wo_{47,7-40,8}En_{44,6-44,9}Fs_{10,7-14,3}$ в микрофенокристаллах. Амфибол, судя по тем же данным, представлен магнезиогастингситом, реже более богатой железом и кремнеземом магнезиогастингситовой роговой обманкой. Магнезиальность его в зональных кристаллах увеличивается от центра к краю.

По химизму (см. табл. 55) базальты Драс близки к породам известково-щелочной серии. По сравнению с базальтами MORB они заметно обогащены Ba (31–237 г/т), Rb (от 3 до 28 г/т), Sr (от 162 до 539 г/т) и обеднены TiO_2 (обычно $< 1\%$), P_2O_5 (0,14–0,29%), Zr (31–52 г/т). Значительные вариации в содержании K_2O (0,05–1,09%) и Na_2O (1,71–3,23%) обусловлены вторичными изменениями. По характеру распределения РЗЭ (обогащенность легкими РЗЭ до уровня в 12–40 раз выше хондритового при содержании тяжелых РЗЭ лишь в 7–12 раз выше хондритового) базальты Драс также напоминают породы известково-щелочной серии.

Результаты исследования изотопов Rb и Sr в вулканитах Драс дали по изохронной диаграмме довольно узкий эллиптический рой точек, отвечающий "псевдоизохроне" 264 млн. лет при начальном отношении $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}70345$. Столь низкое отношение исключает контаминацию коровым сиалем, так что датировка 264 млн. лет, явно превышающая возраст вулканитов, была интерпретирована как возраст изотопной гомогенизации в симатическом источнике – океанической коре или мантии. Процесс генерации расплавов связывается с субдукцией в мезозое и палеогене океанической литосферы Тетиса под энсиматическую островную дугу с частичным плавлением мантийного лерцолита. В эволюции получившихся расплавов заметную роль играло фракционирование роговой обманки, что характерно для андезитов островных дуг.

Реногерцинский складчатый пояс. Среднепалеозойская спилит-кератофировая ассоциация Реногерцинского складчатого пояса представляет интерес как пример базитсодержащей вулканогенной ассоциации, свойственной зонам переходного типа между мио- и эвгеосинклинальными. Пояс, в пределы которого попадают Рейнские сланцевые горы и горы Гарц, относится к северной ветви варисцид Центральной Европы (Тектоника..., 1978). Он сложен относительно слабо метаморфизованными миогеосинклинальными толщами с обилием терригенных турбидитов (граувакк). Вулканиты и их гипабиссальные аналоги составляют в целом среди пород девона и нижнего карбона не более 1,6% по объему (Wedepohl et al., 1983). Общая видимая мощность этих отложений колеблется от 4 до 10 км, а подошва "гранитного" слоя (раздел К) фиксируется сейчас в среднем на глубине 20 км (Тектоника ..., 1978). Поэтому заложившуюся в девоне геосинклиналь, из которой возник затем Реногерцинский складчатый пояс, вполне можно считать энсиалической терригенной эвгеосинклиналью. Именно это, как нам кажется, обусловило здесь специфику среднепалеозойского вул-

канизма и его заметные отличия от ранне- и даже позднегеосинклинального вулканизма Урала и других типично эвгеосинклинальных зон. Прежде всего бросается в глаза то, что магматизм Реногерцинской геосинклинали начался в девоне с извержения кислых расплавов, давших дометаморфические эквиваленты кварцевых кератофиров, причем по ряду признаков (постоянно высокое содержание K_2O в кератофирах – в среднем 3,6%, наличие калиевого шпата в основной массе и др.) эти породы были риолитами, вероятно, даже повышенной щелочности (Wedepohl et al., 1983), а отнюдь не плагиориолитами. Таким образом, Реногерцинская спилит-кератофировая ассоциация оказывается аналогом контрастной базальт-риолитовой ассоциации. По составу и положению в эволюционном ряду она во многом сопоставима с рассмотренной выше нижнекарбоновой контрастной ассоциацией Южного Урала, завершающей геосинклинальный вулканизм, либо уже с орогенными контрастными ассоциациями (например, верхнего палеозоя Кавказа и др.).

Реногерцинские вулканиты охарактеризованы по материалам Ведеполя (Wedepohl et al., 1983 и др.), а также результатам полевых и петрографических наблюдений А.М. Борсука.

Эти вулканиты развиты главным образом в трех районах: 1) Зауэрланде на севере Рейнских сланцевых гор (вдоль внешней окраины среднедевонского шельфа); 2) в области Лан-Диль (в осевой зоне геосинклинали); 3) в Гарце (на северо-восточном структурном продолжении первых двух зон). В стратиграфическом разрезе вулканиты и сопровождающие их гипабиссальные тела приурочены к четырем уровням, разделенным амагматичными интервалами: 1) нижний девон – кварцевые кератофиры, главным образом туфы; 2) средний девон – кварцевые кератофиры и спилиты (в живете – до 10% всего объема пород); 3) верхний девон – спилиты и кератофиры (до 4% всего объема пород); 4) нижний карбон – преимущественно спилиты (до 2% всего объема пород).

Среди спилитов по составу и структурам выделены следующие разновидности: а) типичные спилиты; б) шальштейны; в) долеритовые спилиты; г) пикритовые спилиты; д) спилиты, богатые K_2O и бедные SiO_2.

Типичные спилиты (далее – спилиты) представляют собой зеленоватые породы, массивные и сланцеватые, мелкозернистые, состоящие в основном из альбита, хлорита, актинолита и местами реликтов основного плагиоклаза и клинопироксена. Содержание плагиоклаза колеблется от 30 до 60%, хлорита (как правило, железистого) – от 20 до 40%. Клинопироксен (диопсид) или актинолит по нему редко превышает по объему 20%. В некоторых разновидностях встречаются пренит, кварц и кальцит в количестве до 10%, а также редко превышающие 5% по объему эпидот, биотит, мусковит, сфен и пумпеллиит. Рудный минерал (магнетит) наблюдается постоянно в виде мелкой вкрапленности. Породы афировые или с редкими вкрапленниками, представленными чистым альбитом без двойников и следов зональности (реже с реликтами лабрадора) и актинолитовыми псевдоморфозами по пироксену, иногда с реликтами диопсида. Первичная структура основной массы была гиалопилитовой или пилотакситовой.

Долеритовые спилиты, имея в целом тот же состав, что и описанные выше, отличаются большей зернистостью, четкими реликтами полнокристаллической микроофитовой структуры. Большей частью они принадлежат к силловой или дайковой фации.

Шальштейны представляют собой очень мелкозернистые сланцеватые миндалекаменные породы, лишенные вкрапленников и состоящие из хлорита, альбита и магнетита. Обычно они трактуются как туфогенно-осадочные породы, сопровождающие подводные излияния базальтов.

Спилиты, богатые K_2O и бедные SiO_2, по минеральному составу и структуре мало отличаются от типичных спилитов. Обычно это подушечные афировые лавы с первоначально стекловатой периферийной частью подушек. Они состоят из тонких микролитов альбита, погруженных в существенно хлоритовый мезостазис, пропитанный мелкими зернами магнетита. Как правило, породы карбонатизированы (в среднем 8,02%

CO_2). Высокое содержание K_2O (до 6,99, в среднем 4,72%) можно связать из непосредственно наблюдаемых под микроскопом минералов лишь с агрегатом тончайших чешуек серицита, сопровождающего карбонат. Поэтому появление высококалиевых разностей спилитов принято объяснять особенностями вторичных метасоматических процессов, а не первичным составом расплавов. Поскольку апостекловатая периферия лавовых подушек обогащена сравнительно с их внутренней частью калием в 2,2 раза и рубидием в 5 раз, за основу этих вторичных процессов принимается взаимодействие с морской водой типа гальмиролиза. Относительная редкость рассматриваемых разновидностей спилитов объясняется тем, что при повышении температуры в ходе метаморфизма заимствованный из морской воды калий не удерживается в породе, вытесняясь натрием.

"Пикритовые спилиты", которые было бы правильнее называть просто метапикритами (Na_2O в среднем лишь 0,35% при 38,23% SiO_2), встречены только в районе Лан-Диль. Они состоят из серпентина (антигорита) и реликтов оливина, клино- и ортопироксена и лабрадора. Оливин с серпентином обычно составляет от 30 до 60% по объему. Второстепенные минералы представлены тальком и хлоритом. Породы сравнительно крупнозернистые, а исходные пикриты трактуются как кумулусные продукты малоглубинной дифференциации базальтов, хотя не исключается и коматиитовая их природа.

В табл. 56 приведены групповые средние данные по химизму типичных спилитов упомянутых районов. В содержании главных петрогенных элементов резких различий между спилитами этих районов нет, если не считать несколько большей железистости пород Зауэрланда. Для них же характерны несколько бо́льшие содержания K_2O, P_2O_5 и TiO_2, что может свидетельствовать в случае первичности этих различий о несколько большей щелочности исходных для них базальтов по сравнению с базальтами района Лан-Диль и Гарца. Однако для тех же спилитов Зауэрланда, разделенных на две выборки в зависимости от наличия или отсутствия реликтов лабрадора и(или) диопсида (ан. 3 и 4), обнаруживается, что более обогащены этими тремя компонентами более измененные разности. Повышение содержаний Na_2O, CO_2 и H_2O во всех разновидностях прямо коррелируется с усилением измененности базальта и сопровождается заметным снижением содержаний SiO_2 и CaO, что особенно хорошо видно при сравнении с неизмененными толеитами (ан. 7 и 8). Поэтому Ведеполь и его соавторы вводят так называемый индекс измененности, под которым понимается разность между суммой $Na_2O + H_2O + CO_2$ (в мас.%) в спилите и такой же суммой в его предполагаемом дометаморфическом аналоге – внутриплитном толеите или толеите срединно-океанических хребтов (MORB). В изученных спилитах этот индекс колеблется от 2 до 10%, причем в разновидностях с реликтами он в целом меньше, как и следовало ожидать.

Изучены содержания элементов-примесей в спилитах, включая когерентные, имеющие тенденцию задерживаться в предполагаемом ультрамафитовом рестите (Ni, Cr, Co и др.), и некогерентные, переходящие в значительной мере в базальтовую выплавку (La, Ce, Nb, U, Th, Rb, Sr, K, Ba и др.) элементы (см. табл. 56).

Из 22 проанализированных проб 16 (главным образом из района Лан-Диль) оказались обедненными La, Ce, Nd, Nb, Th сравнительно с внутриплитными толеитами. Поскольку связи между степенью обедненности и степенью измененности не обнаружилось, указанная особенность, вероятно, отражает первичный состав базальта, а не является следствием спилитизации. По содержаниям этих элементов спилиты района Лан-Диль оказываются близки к MORB.

Сравнение спилитов с реликтами и без реликтов первичных минералов выявляет заметную разницу между ними в содержаниях Nb, Zr, Sr, что может говорить о мобилизации этих элементов в процессе изменения, тогда как более низкие содержания малоподвижных Cr и Ni в более измененных разновидностях, вероятно, отражают первичную обедненность этими элементами базальтов Зауэрланда, откуда взято большинстов этих проб. Значительные же вариации содержаний Ni (98 ± 78 г/т) и Cr (121 ±

Таблица 56. Средний химический состав спилитов Реногерцинского пояса, ФРГ (Wedepohl et al., 1983)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	45,89	45,56	45,44	45,27	45,62	49,14	51,17
TiO_2	1,68	1,70	1,60	2,31	2,22	1,17	1,62
Al_2O_3	16,22	14,87	15,38	14,47	14,79	15,64	15,19
$Fe_2O_3^*$	11,12	11,36	11,28	12,30	12,03	10,15	12,22
MnO	0,18	0,16	0,18	0,19	0,19	0,16	0,18
MgO	7,25	6,67	8,33	4,84	5,54	8,22	6,12
CaO	5,96	8,48	7,97	6,43	6,95	11,84	10,11
Na_2O	4,29	3,87	3,08	3,24	3,33	2,40	2,37
K_2O	0,92	0,75	0,90	1,20	1,10	0,20	0,84
H_2O	4,87	4,35	4,69	4,73	4,56	0,75	0,91
P_2O_5	0,29	0,22	0,25	0,42	0,37	0,12	0,22
CO_2	0,80	1,50	0,75	4,48	3,22	–	–
Сумма	99,47	99,49	99,85	99,98	99,92	99,79	100,95
Sc	21	Нет данных	–	–	27	40 ± 11	30
V	189	То же	218	243	235 ± 44	252 ± 70	251
Cr	176	”	233	65	121 ± 118	317 ± 285	168
Co	49	”	52	52	52 ± 25	45 ± 12	48
Ni	103	”	159	68	98 ± 78	144 ± 130	134
Rb	24	”	28	25	26 ± 21	4,9 ± 5,1	22
Sr	270	”	316	229	256 ± 123	134 ± 66	328
Y	24	”	22	23	23 ± 53	29 ± 11	28
Zr	145	”	109	170	151 ± 52	85 ± 42	137
Nb	17	”	9	22	18 ± 10	11 ± 11	13
Cs	7,6	”	–	–	2,7	0,08 ± 0,1	1,1
Ba	120	”	166	141	150 ± 90	48 ± 51	246
La	25	”	Нет данных		19	5,5 ± 5,3	15
Ce	52	”	То же		42	15,6 ± 13,1	32,9
Nd	29	”	”		24	11,8 ± 8,3	18,9
Sm	6,7	”	”		5,3	3,1 ± 2,0	4,9
Eu	2,1	”	”		1,7	1,1 ± 0,56	1,5
Tb	1,0	”	”		0,83	0,61 ± 0,22	1,2
Yb	3,9	”	”		1,7	3,3 ± 2,0	2,6
Lu	0,62	”	”		0,40	0,4 ± 0,1	0,46
Hf	5,6	”	”		3,8	2,0 ± 1,2	2,5
Ta	2,5	”	”		1,6	(3,0 ± 6,3)	0,5
Th	3,0	”	”		2,0	0,75 ± 1,1	1,8
U	0,87	”	”		0,49	0,12 ± 0,12	0,5
Число анализов	6	18	9	21	30	87	1083

*Суммарное железо в форме Fe_2O_3.

1 – Северо-Западный Гарц; 2 – район Лан-Диль; 3–5 – Зауэрланд: 3 – спилиты с реликтовыми минералами, 4 – спилиты без реликтовых минералов, 5 – среднее для спилита; 6 – среднее для толеита срединно-океанических хребтов; 7 – среднее для внутриплитного толеита.

± 118 г/т) в спилитах Зауэрланда, возможно, обусловлены процессами малоглубинной дифференциации.

Обнаружившаяся прямая линейная корреляция между некоторыми некогерентными элементами, например La–Th, La–Nb, La–Zr, близка к таковой для свежих вулканитов и, следовательно, указывает на малую зависимость содержаний этих элементов от интенсивности спилитизации. В противоположность этому другие некогерентные,

но более подвижные элементы такой парной корреляции не обнаружили (La–Cs или U–Cs), хотя она характерна для тех же элементов в свежих базальтах.

Таким образом, содержание легких РЗЭ, Nb, Zr, Th отражает специфику исходных расплавов, а широкие колебания содержаний Rb, Ba, Sr, Cs и U, вероятнее всего, обусловлены вторичными процессами.

Изучение изотопного состава кислорода в 11 пробах спилитов из всех трех районов выявило вариации $\delta^{18}O$ от +9,9 до +15,6‰, причем возрастание этой величины четко коррелируется с ростом индекса измененности (от 4,5 до 12,5%). Расчеты показали, что такой изотопный состав может получиться при взаимодействии базальта с морской водой при температуре до 120° С, что подтверждает вероятность участия этой воды в спилитизации.

Отмечавшиеся выше некоторые различия в химизме спилитов района Лан-Диль, с одной стороны, и Зауэрланда и Гарца – с другой, позволяют предполагать для них два разных типа исходных базальтов, близких соответственно к MORB и BT. Это подтверждается и целым рядом других (кроме уже отмеченных) характеристических отношений, в частности отношениями средних концентраций того или иного элемента-примеси для обоих типов. Если не брать элементы, явно обнаруживающие подвижность при изменениях (Cs, U, K, Rb, Ta), такие отношения для остальных элементов (Se, V, Cr, Ni, Co, Ce, Eu, Hf, Th, Nd, Sm, Y) колеблются в достаточно узких пределах (от 0,5 до 2).

Еще одним подтверждением является содержание РЗЭ (рис. 47), нормализованное по хондритам (Wedepohl et al., 1983). Пробы спилитов из наиболее южных участков района Лан-Диль оказались несколько обедненными легкими РЗЭ, тогда как для остальных проб наблюдается некоторая обогащенность ими (для La максимально до 40 раз по сравнению с хондритом). Подобная обогащенность наблюдается в базальтах некоторых сегментов океанических хребтов (в так называемых MORB *E*-типа). Для спилитов Зауэрланда и Гарца характерна такая же относительная обогащенность легкими РЗЭ на фоне более высокого в целом уровня содержаний г сех РЗЭ.

Устойчивость линейной корреляции La–Nb во всех исследованных спилитах с реликтами первичных минералов свидетельствует о том, что концентрации РЗЭ мало или совсем не затрагивались вторичными процессами и, следовательно, могут служить критерием установления природы исходных базальтов.

Сходство исходных базальтов района Лан-Диль с MORB совсем не означает, по мнению Ведеполя и его соавторов, что южнее в девоне обязательно был срединно-океанический хребет. Необходимые для генерации подобных базальтов условия, т. е. высокая степень плавления мантии в малоглубинных условиях (10–15 км), могли создаваться и в иной геодинамической обстановке при достаточно высоком тепловом потоке, превышающем таковой в современных океанах. Для девона такие предположения кажутся правомерными. Материнским для базальтов, вероятно, был пикритовый расплав, что согласуется с экспериментальными данными для MORB и наличием пикритов в районе Лан-Диль.

Для более северных зон, т. е. Зауэрланда и Северо-Западного Гарца, допускается (на основе полученных петролого-геохимических данных), что часть исходных для спилитов базальтов относилась даже к субщелочным разновидностям. Малоглубинная кристаллизация последних могла дать трахиты и щелочные риолиты, превратившиеся затем в кератофиры.

Главным фактором спилитизации предполагается проникновение морской воды по трещинам в глубь массива остывающих вулканитов с ее нагревом и последующим подъемом в форме гидротермального раствора, производящего метасоматические преобразования.

С гидротермальной деятельностью, сопровождавшей базальтовый вулканизм среднего девона на территории Рейнских сланцевых гор, связан ряд месторождений гематитовых и сидеритовых железных руд.

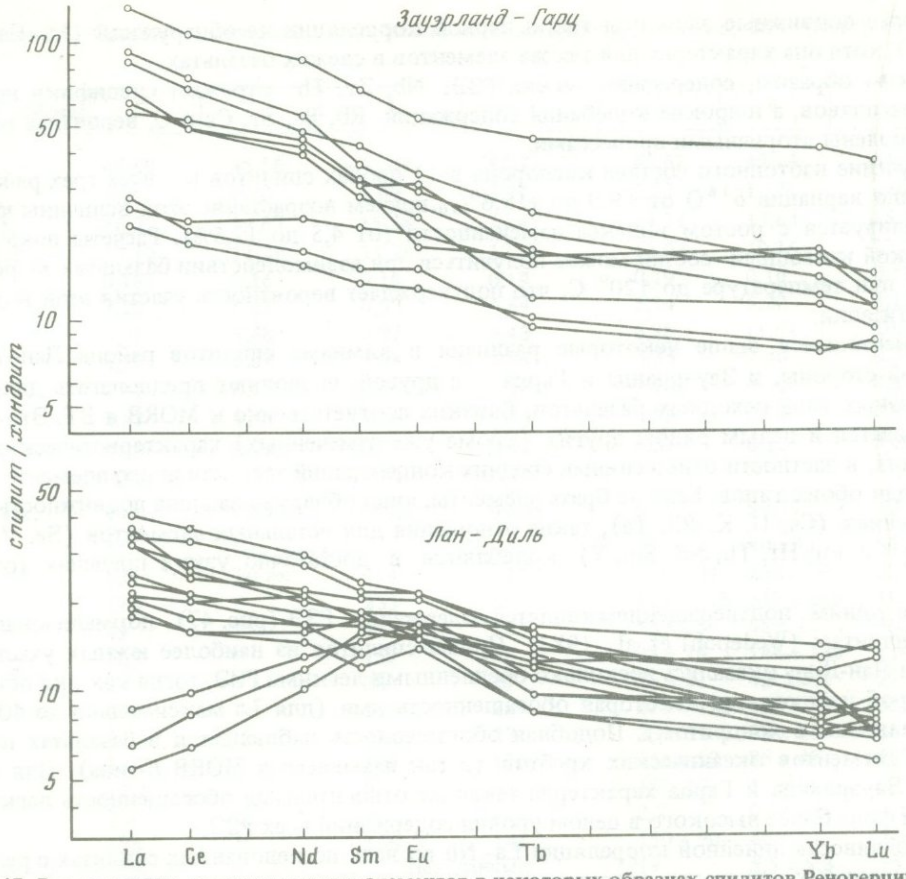


Рис. 47. Распределение редкоземельных элементов в некоторых образцах спилитов Реногерцинского складчатого пояса (Wedepohl et al., 1983)

Подводя итог характеристике геосинклинального базальтового магматизма, нужно подчеркнуть необратимость, поступательность его эволюции на фоне неоднократности проявления в геосинклинальный этап развития той или иной складчатой области. Это обусловило значительное разнообразие как геосинклинальных базальтов, так и образуемых ими ассоциаций. Особое место принадлежит раннегеосинклинальной однородной базальтовой формации, обнаруживаемой в низах разреза эвгеосинклинальных зон любой складчатой области. Формация представлена преимущественно афировыми подушечными базальтами, близкими по химизму к толеитам MORB. Как правило, эти базальты в той или иной мере изменены и очень часто представлены спилитами. Последние обычно трактуются как результат низкотемпературного метаморфизма толеитовых базальтов, но не исключено, что часть спилитов является особой разновидностью субщелочных базальтов (см. главу 10). Нередко раннегеосинклинальные афировые базальты оказываются членом офиолитовой ассоциации, а также контрастной базальт-плагиориолитовой (спилит-кератофировой) ассоциации.

Как было показано в начале раздела, образование этой контрастности связано с внедрением более поздних силлов плагиориолитов в те же афировые базальты в период кислого вулканизма в конце раннегеосинклинальной стадии.

Следующая в эволюционном ряду – раннегеосинклинальная базальт-андезитовая формация – представлена порфировыми вулканитами, занимающими промежуточное положение по химизму (в том числе по распределению РЗЭ) между толеитами MORB и известково-щелочной серии. Нередко они сопровождаются кислыми вулканитами

(плагиориолитами, дацитами и соответствующими туфами), занимающими более высокое стратиграфическое положение и завершающими раннегеосинклинальный вулканизм. Так возникает непрерывная базальт-плагиориолитовая ассоциация. Одновременно эти порфировые базальты могут образовать с субвулканическими плагиориолитами контрастную ассоциацию того же типа, что и более древние афировые базальты. Важно подчеркнуть, что одни и те же кислые магматиты, завершающие раннегеосинклинальную стадию, приводят к такому разнообразию раннегеосинклинальных ассоциаций.

Позднегеосинклинальная базальт-андезитовая формация, представленная порфировыми, нередко субаэральными вулканитами, по химизму еще более близка к известково-щелочной серии; она нередко обнаруживает повышение калиевой щелочности и обычно не сопровождается кислыми вулканитами. Еще более поздние в эволюционном ряду контрастная базальт-риолитовая и субщелочная базальт-трахириолитовая непрерывная ассоциации, наиболее полно проявлены на Урале. Они завершают там собственно геосинклинальный вулканизм. Вместе с тем по химизму и геологическому положению они близки к раннеорогенным ассоциациям других складчатых областей, например варисцид Кавказа. Различие между ними заключается лишь в том, что на Урале эти вулканиты чередуются с морскими осадками нижнего карбона, венчающими геосинклинальный разрез, и на Кавказе – с континентальной угленосной молассой среднего карбона.

Черты необратимости в эволюции геосинклинального базальтового вулканизма проявлены прежде всего в возрастании калиевой щелочности в базальтах и особенно в кислых вулканитах, ассоциирующих с ними. Эту тенденцию можно объяснить взаимодействием подкоровых базальтовых расплавов с породами коры, приобретающей все более сиалический характер по мере развития геосинклинального процесса. В частности, обогащенные калием позднегеосинклинальные кислые вулканиты могли генерироваться за счет парциального плавления (под действием тепла базальтовых расплавов) раннегеосинклинальных плагиориолитов, затянутых в глубь литосферы в ходе развития геосинклинальных прогибов. Однако считать раннеогеосинклинальные плагиориолитовые расплавы результатом подобного же плавления сиалического цоколя геосинклинали, как полагают Т.И. Фролова и И.А. Бурикова (1977) применительно к Уралу, вряд ли возможно в свете замечаний, сделанных в начале раздела. Наиболее подходящим исходным материалом для этого представляются базиты, метаморфизованные (превращенные в эклогиты или амфиболиты) в ходе предшествующего геосинклинального развития. Эта же петрогенетическая модель кажется наиболее приемлемой для объяснения генезиса позднегеосинклинальной габбро-тоналит-трондьемитовой формации, рассмотренной в следующем разделе.

БАЗИТЫ ГАББРО-ДОЛЕРИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

Габбро-долеритовая (габбро-диабазовая) ассоциация является типичным представителем мафических формаций участков геосинклинальных систем, образовавшихся на коре переходного типа. Основную роль в этой ассоциации, относящейся к семейству мафических, группе габбровых формаций (Магматические формации СССР, 1979), играют базиты. Ассоциации такого типа часто называются габбро-диабазовыми, габбро-диорит-диабазовыми и т. д., однако в настоящее время принято определение магматических пород по системе кайнотипных названий (Классификация и номенклатура..., 1981). В связи с этим для ассоциаций указанного типа используется название "габбро-долеритовая ассоциация", учитывая, что большая часть входящих в нее пород представлена метаморфизованными разновидностями – метадолеритами (диабазами).

Базиты и другие породы габбро-долеритовой ассоциации залегают в виде даек, силлов, небольших интрузий типа штоков, реже встречаются эффузивы. Все эти образования сложены основными породами и являются производными базальтовой магмы, дифференциация которой проявлена незначительно. В редких случаях отмечаются

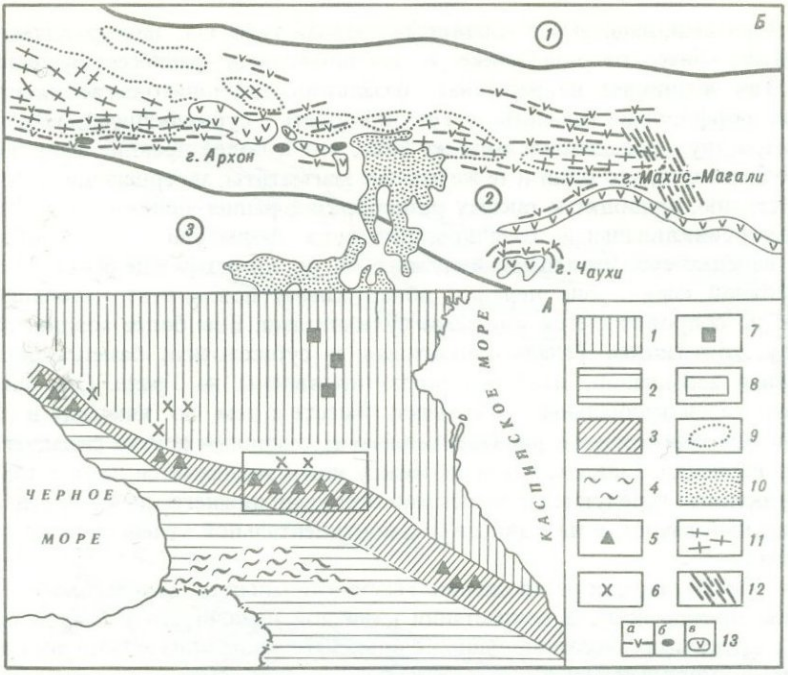


Рис. 48. Схема размещения раннеальпийских магматических ассоциаций в структурах Кавказа

А – региональная позиция геббро-долеритовой ассоциации; *Б* – габбро-долеритовые комплексы Центрального Кавказа; *1* – Северо-Кавказская плита; *2* – Закавказская плита; *3* – Бзыбско-Казбекский геосинклинальный трог; *4* – наложенные позднеальпийские складчатые системы; *5* – проявления толеит-базальтового вулканизма (габбро-долеритовая ассоциация); *6* – проявления известково-щелочного вулканизма; *7* – вулканические проявления на Скифской плите; *8* – площадь, показанная на рис. 48, *Б*; *9* – границы выступов доюрского фундамента; *10* – четвертичные андезиты и дациты; *11–13* – комплексы габбро-долеритовой ассоциации: *11* – лейкогаббро-долеритовый, *12* – долеритовый, *13* – базальт-долеритовый (*а* – дайки и силлы, *б* – интрузии пикритов, *в* – эффузивы); *14* – границы структурно-формационных зон; структурно-формационные зоны (цифры в кружках): *1* – Бечасынская, *2* – Главного хребта, *3* – Южного склона

пикриты и диориты, которые могут составлять 5–10% общего объема пород ассоциации, иногда встречаются лейкократовые (высокоглиноземистые) разновидности. По набору пород, их составу и характеру взаимоотношений с вмещающими толщами к габбро-долеритовой ассоциации наиболее близки спилитовая и базальт-долеритовая (трапповая) ассоциации. По количественному соотношению интрузивных и эффузивных пород габбро-долеритовая ассоциация занимает между ними промежуточное положение. От пород базальт-долеритовой ассоциации габбро-долериты отличаются бóльшей измененностью, поскольку они совместно с вмещающими породами подверглись складчатости и метаморфизму.

Эта устойчивая, повторяющаяся во времени ассоциация основных пород, залегающих в виде небольших субвулканических тел, образующих протяженные пояса и обширные поля, известна с наиболее ранних этапов развития земной коры. Метаморфизованные дайковые комплексы основного состава установлены среди тоналит-трондьемитовых серий ("серых гнейсов") и зеленокаменных поясов, имеющих возраст свыше 3,5 млрд. лет (Конди, 1983). Докембрийские габбро-долеритовые ассоциации известны на Балтийском, Алданском, Анабарском и других щитах. Большинство фанерозойских складчатых поясов имеют в своем составе габбро-долеритовые ассоциации.

Ниже охарактеризованы геологическое положение и состав некоторых габбро-долеритовых ассоциаций на примерах регионов, где они проявлены наиболее широко и типично.

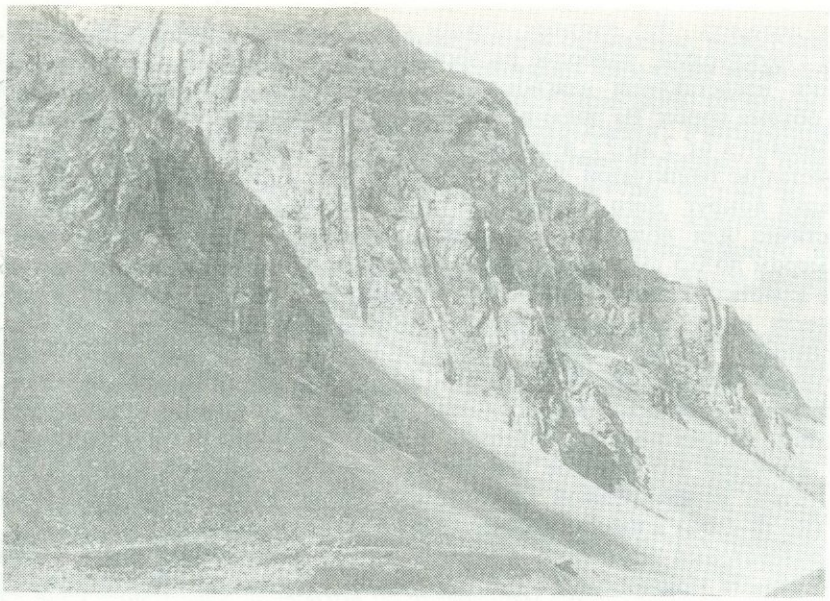


Рис. 49. Дайки долеритов. Гора Махис-Магали, Центральный Кавказ (фото автора)

Центральный Кавказ. Габбро-долеритовая ассоциация Центрального Кавказа проявлена в зоне Главного хребта, которая в мезозое представляла собой относительно устойчивое геоантиклинальное поднятие, расположенное между эвгеосинклинальной зоной Южного склона и субплатформенной Бечасынской зоной. В нижней–средней юре в зоне Южного склона происходило заложение обширного эвгеосинклинального прогиба и образование спилитовой ассоциации. В это время в зоне Главного хребта образовалась габбро-долеритовая ассоциация, а на границе с Бечасынской зоной – островодужная андезит-дацитовая ассоциация (Борсук, 1979). Главной особенностью зоны Главного хребта является то, что ее основанием служил раздробленный сиалический субстрат, что и определило специфику проявления здесь базитового магматизма.

За комплексом габбро-долеритов (габбро-диабазов) на Центральном Кавказе издавна закрепилось название "диабазовый пояс". Это полоса небольших интрузий и эффузивов, протягивающаяся на расстояние около 100 км (рис. 48, 49). В составе габбро-долеритовой ассоциации выделяются три комплекса: лейкогаббро-долеритовый, базальт-долеритовый и долеритовый, которые обнажаются в виде нескольких полос или ветвей "диабазового пояса" (Суханов, 1975).

Комплекс лейкогаббро-долеритов представлен дайками и силлами мощностью 1–5 м, которые в большинстве случаев имеют субширотное простирание и крутые углы падения к северу или югу. Тела лейкогаббро-долеритов секут складки, образованные породами герцинского структурного комплекса, и, в свою очередь, будинированы в результате альпийской складчатости. Контактовый метаморфизм проявлен незначительно: вмещающие сланцы осветляются и уплотняются в полосе шириной в несколько сантиметров. Лейкодолериты, залегающие в породах герцинского структурного комплекса, редко встречаются в виде отдельных даек, чаще это группы даек и жил. Особенно отчетливо это проявляется в Дарьяльском и Кассарском гранитных массивах, количество даек в которых достигает нескольких десятков; дайки группируются в пучки по 5–6 штук при средней мощности 5 м; промежутки между дайками составляют 1–3, а между группами даек – 10–15 м. В разрезе дайки залегают веерообразно с крутыми углами падения к югу в северных частях массивов и к северу – в южных. Степень насыщения вмещающих пород дайками составляет от 1,5 до 13%. Главный тип пород –

лейкогаббро-долериты. Это плотные породы серого цвета с офитовыми, реже габбро-офитовыми структурами; наиболее распространены порфировые разности, в которых вкрапленники представлены плагиоклазом. Плагиоклаз составляет 70–50, обычно около 63% объема пород. На долю вкрапленников приходится от 2 до 40%. Количество пироксена меняется от 2 до 11, а титаномагнетита – от 2 до 14%. Плагиоклаз вкрапленников (кристаллы таблитчатой формы размером 0,5–3 см) интенсивно соссюритизирован, изредка вокруг него сохраняется узкая каемка альбита. Плагиоклаз основной массы (частично или полностью соссюритизированный) образует удлиненные кристаллы размером до 0,5 см и представлен андезином или лабрадором (An_{40-50}). Ксеноморфные кристаллы авгита выполняют промежутки между лейстами плагиоклаза. Титаномагнетит часто лейкоксенизирован. Акцессорные минералы – апатит, пирит, сфен; вторичные – хлорит, зеленая роговая обманка, реже эпидот, цоизит. В зависимости от степени метаморфизма количество вторичных минералов существенно варьирует. Как правило, возникают амфиболовые разности, в отдельных случаях образуются аподолеритовые хлорит-эпидот-цоизитовые сланцы. Характерной особенностью данного комплекса является интенсивное замещение пироксена зеленой роговой обманкой при сравнительно незначительной альбитизации плагиоклаза, повышенное содержание глинозема (до 18–20%) и низкие концентрации K_2O (в среднем 0,3–0,5%).

Базальт-долеритовый комплекс. Северная ветвь "диабазового пояса" образована дайками и силлами мощностью 1–3 м; эффузивы отсутствуют. Контактовые изменения вмещающих алевролитов выражаются в осветлении, уплотнении на расстоянии 10–20 см от контакта.

Большая часть долеритов северной ветви сильно изменена в результате наложенной карбонатизации и хлоритизации. Слабо измененные породы встречаются редко. Они состоят из плагиоклаза (51–33% An_{55}), авгита (27–20%), кальцита (9–22%), хлорита (2–18%), титаномагнетита (5–6%); пирит, халькопирит, апатит встречаются эпизодически. Эти породы имеют микроофитовые и порфировые структуры. Вкрапленники представлены кристаллами плагиоклаза (5–13%) размером 1–3 мм, имеющими зональное строение (An_{20-36} на периферии, An_{52-57} в центре зерен). Часто встречаются породы с большим количеством пустот и миндалин, заполненных хлоритом и кальцитом.

В центральной и южной ветвях "диабазового пояса" наряду с долеритами и габбро-долеритами встречаются эффузивы и туфы, количество которых увеличивается при движении в южном направлении; кроме того, имеется несколько маломощных даек пикритов.

Среди интрузивов преобладают силлы мощностью 1–30 м, реже встречаются дайки мощностью 1–3 м; имеется несколько штоков габбро-долеритового состава, площадь выходов которых составляет 1–3 км^2. Эффузивы представлены потоками базальтов с шаровой отдельностью мощностью до нескольких десятков метров. Часто силлы и потоки базальтов переслаиваются в разрезе, при этом силлы, как правило, группируются в нижней части вулканогенной толщи. Пирокластические породы представлены литокластическими туфами, состоящими из обломков базальтовых порфиритов, сцементированных глинистым материалом. Общая мощность вулканогенной толщи варьирует от 150 до 1000 м. Наибольшая мощность наблюдается в районах древних вулканических центров (горы Архон, Чаухи), где выявляется отчетливое разделение толщи на две части – нижнюю интрузивную и верхнюю эффузивную.

Долериты центральной и южной ветвей "диабазового пояса" интенсивно альбитизированы. Это средне-, мелкозернистые породы с офитовыми и габбро-офитовыми структурами. Часто встречаются порфировые разности с вкрапленниками соссюритизированного плагиоклаза. Породы состоят из плагиоклаза (66–68%, An_{0-10}), титанавгита (30–40%), титаномагнетита (1–4%); апатит, титанит встречаются как акцессорные минералы. Изменения выражаются в замещении пироксена хлоритом и соссюритизации плагиоклаза; все это характерно для спилитизированных разностей.

Излившиеся разности представлены порфировыми базальтами, часто с миндалекаменной текстурой и вариолитовой структурой (кристаллы пироксена образуют радиально-лучистые и сноповидные агрегаты). Для таких пород характерны титанавгит и основной плагиоклаз (An_{60-70}). Стекло, как правило, не сохраняется; в интерстициях развиваются хлорит и кальцит. Наряду с порфировыми базальтами встречаются типичные спилиты, в которых основная масса гиалопилитовой структуры состоит из удлиненных микролитов плагиоклаза (An_{0-10}), погруженных в бурый изотропный мезостазис (52–53%); иногда присутствуют вкрапленники соссюритизированного плагиоклаза. Среди эффузивов очень часто встречаются разновидности с большим количеством пустот, выполненных хлоритом и кальцитом.

В пределах Центрального Кавказа известны три небольших тела пикритов, которые совместно с лейкодолеритами образуют сложные дайки, приуроченные к зоне крупного субширотного разлома, ограничивающего с юга зону Главного хребта. В этих телах пикриты слагают центральные части. Наиболее крупное тело пикритов имеет мощность 500 м, наименьшее – размеры 50 × 10 м. Как и вмещающие филлитовидные сланцы, пикриты и долериты сильно рассланцованы. Пикриты пронизаны многочисленными актинолит-асбестовыми и хлорит-карбонатными жилами; в отдельных случаях видно, что они прорываются слабо раскристаллизованными долеритами. Постепенных переходов от пикритов к долеритам нет. Образование таких сложных долерит-пикритовых тел объясняется внедрением даек долеритов по зальбандам пикритовых даек (Суханов, 1975).

Пикриты сильно изменены; в большинстве случаев это апопикритовые серпентиниты. Наименее измененные разности черного цвета обладают микропорфировыми структурами. Вкрапленники (50–60%) имеют размеры 0,5–1,5 мм и представлены оливином, замещенным серпентином. Основная масса состоит из агрегата хлорита и серпофита и реликтов зерен пелитизированного плагиоклаза. Среди вкрапленников в небольших количествах встречается авгит, частично замещенный бурой роговой обманкой и сходный по составу с пироксенами интрузивов базальт-долеритового комплекса (табл. 57).

Комплекс долеритов является самым молодым представителем габбро-долеритовой ассоциации в Центральном Кавказе. Большинство исследователей считают их тоарскими, но не исключено, что некоторые долериты имеют меловой возраст (Суханов, 1975). Этот комплекс резко выделяется по поперечному положению к основным тектоническим структурам района и простиранию интрузивного комплекса лейкодолеритов и базальт-долеритового комплекса (см. рис. 48). Вертикальные, секущие складки дайки долеритов имеют мощность 1,5–3 м при протяженности до 500 м.

По сравнению с другими породами "диабазового пояса" долериты данного комплекса изменены незначительно. Это плотные мелкозернистые породы, часто с порфировыми структурами, состоящие из плагиоклаза ($An_{47-50,40-43\%}$), авгита (20–24%), титаномагнетита (до 9%), апатита, сфена, пирита, халькопирита, встречающихся в качестве акцессориев. Вкрапленники размером до 2 см представлены частично серицитизированным плагиоклазом. В интерстициях встречается девитрифицированное стекло. Характерным изменением пород является хлоритизация; в наиболее измененных разностях хлорит составляет до 20% объема породы.

Для каждого из описанных выше комплексов, входящих в состав габбро-долеритовой ассоциации Центрального Кавказа, характерен определенный набор пород со свойственными им петрохимическими особенностями и спецификой вторичных изменений. Комплекс лейкодолеритов характеризуется существенным количеством высокоглиноземистых разновидностей с пониженным содержанием калия. В результате метаморфизма пироксен почти полностью замещается амфиболом, но плагиоклаз основного состава при этом сохраняется. Для пород базальт-долеритового комплекса характерно повышенное по сравнению с лейкодолеритами содержание калия и натрия (повышенные концентрации натрия связаны с альбитизацией); темноцветные минералы лишь частично замещаются хлоритом. Кроме хлоритизации и альбитизации, часто проявлена (северная ветвь диабазового пояса) карбонатизация пород. Химические составы типичных

Таблица 57. Химический состав клинопироксенов из пород габбро-долеритовой ассоциации Центрального Кавказа

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	50,08	51,92	50,49	48,20	50,52	53,26	50,60	53,16
TiO_2	0,18	0,05	1,48	1,78	0,73	0,86	1,52	0,64
Al_2O_3	3,61	1,46	3,68	4,26	1,73	2,27	6,15	1,54
FeO	16,68	20,94	10,23	12,24	12,66	5,12	7,85	9,62
MnO	0,24	0,31	0,16	0,20	0,15	0,10	0,14	0,18
MgO	13,94	12,56	13,27	10,83	13,54	16,77	14,38	14,44
CaO	14,25	12,60	21,83	21,67	19,07	21,35	19,58	20,68
Na_2O	9,35	0,31	0,33	0,51	0,32	0,33	0,38	0,18
K_2O	0,09	0,05	–	–	–	0,01	–	–
Сумма	99,41	100,20	101,47	99,69	98,72	100,07	100,61	100,44

1,2 – амфиболизированные лейкодолериты даек, лейкогаббро-долеритовый комплекс; 3–7 – базальт-долеритовый комплекс: 3 – долерит силла, 4 – порфировый метабазальт с шаровой отдельностью, 5 – габбро-долерит дайки, 6 – пикрит дайки, 7 – габбро-долерит дайки; 8 – долерит, долеритовый комплекс.

Примечание. Анализы выполнены по материалам М.К. Суханова в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР на микроанализаторе MS-46 "Cameka", аналитик С.Е. Борисовский.

Таблица 58. Химический состав пород габбро-долеритовой ассоциации

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	46,19	39,40	45,39	50,18	50,00	48,80	48,10	49,92	48,26
TiO_2	1,02	0,37	2,12	1,30	2,17	1,50	1,64	2,07	0,99
Al_2O_3	19,89	9,10	16,92	17,00	15,55	15,38	14,80	15,88	15,95
Fe_2O_3	2,78	1,59	2,43	3,00	–	4,76	3,16	1,83	1,28
FeO	4,61	7,62	8,11	8,49	11,00	9,05	9,59	8,55	9,15
MnO	0,13	0,12	0,28	0,57	0,08	0,22	0,21	0,19	0,16
MgO	6,93	27,39	6,65	4,77	6,50	5,53	6,14	5,12	9,89
CaO	11,31	3,80	8,40	5,08	5,80	10,80	10,70	8,28	7,37
Na_2O	2,15	0,04	2,87	5,50	3,60	2,06	2,53	4,00	2,68
K_2O	0,22	0,02	0,15	0,32	0,05	0,98	0,66	1,00	0,40
H_2O	4,43	10,19	4,50	2,85	2,07	0,21	0,40	1,52	2,46
CO_2	0,10	–	–	–	–	0,72	–	–	0,09
P_2O_5	0,18	–	–	0,47	0,11	0,17	–	0,50	0,18
SO_3	0,15	–	–	–	–	0,14	–	–	–
П.п.п.	–	–	2,00	1,43	2,12	0,87	1,38	0,82	1,44
Сумма	100,09	99,64	99,82	99,96	99,05	100,37	99,41	99,68	100,30

1–5 – Центральный Кавказ: 1 – лейкогаббро-долерит, лейкогаббро-долеритовый комплекс; 2–5 – базальт-долеритовый комплекс: 2 – пикрит, 3 – плагиофировый базальт с шаровой отдельностью, 4 – спилит, 5 – долерит; 6–9 – Южное Верхоянье (Коростелов, 1982): 6 – габбро-долерит, позднерифейская ассоциация, 7 – то же, палеозойская ассоциация, 8, 9 – мезозойская ассоциация (8 – габбро-долерит, 9 – габбро).

Примечание. Ан. 1–3, 5 – по материалам М.К. Суханова, ан. 4 – по материалам А.М. Гавашели.

Рис. 50. Диаграмма составов пород габбро-долеритовых ассоциаций

Поля базальтов: *I* – нормального ряда, *II* – субщелочного ряда (Классификация и номенклатура..., 1981); цифры на диаграмме соответствуют номерам анализов в табл. 58

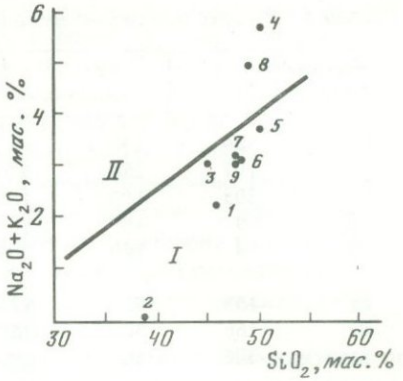
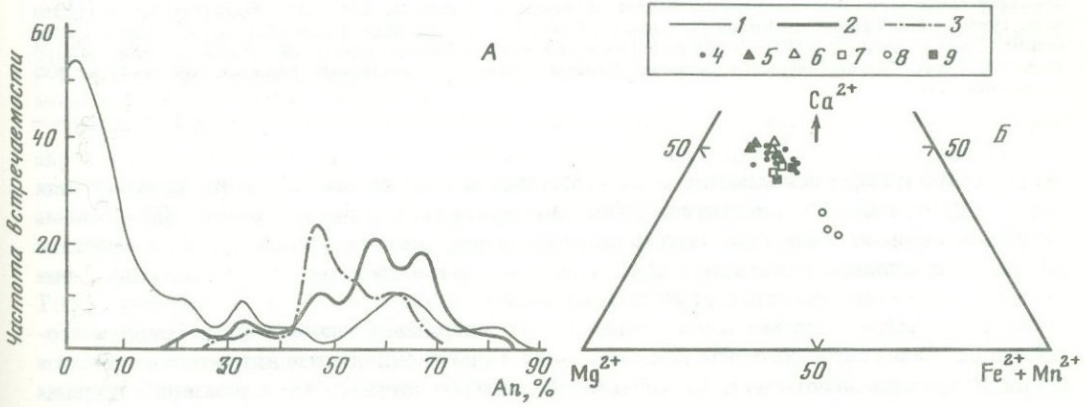


Рис. 51. Состав плагиоклазов (*А*) и клинопироксенов (*Б*) пород габбро-долеритовой ассоциации Центрального Кавказа

1–9 – комплексы: *1*, *4–7* – базальт-долеритовый (*4* – долериты центральной ветви "диабазового пояса", *5* – пикриты, *6* – долериты сложных долерит-пикритовых даек, *7* – долериты южной ветви "диабазового пояса"); *2*, *8* – лейкогаббро-долеритовый; *3*, *9* – долеритовый



разновидностей пород ассоциации приведены в табл. 58. В целом породы габбро-долеритовой ассоциации близки к толеитовому типу (рис. 50). По содержанию калия, кальция, некоторых микроэлементов (табл. 59) и составу клинопироксенов (рис. 51, см. табл. 57) они занимают промежуточное положение между океаническими толеитами и траппами континентов.

Южное Верхоянье. Этот район относится к типичным внутриматериковым полициклическим миогеосинклиналям. Габбро-долеритовые ассоциации образовались здесь в течение рифейского, палеозойского и мезозойского циклов развития данной области (Коростелов, 1982).

Позднерифейская габбро-долеритовая ассоциация образовалась на заключительных стадиях развития рифейской геосинклинали, заложившейся на древней континентальной коре. Это главным образом силлы мощностью до нескольких десятков метров, разделенные соизмеримыми с ними по мощности прослоями терригенных пород. Такие слоистые пачки мощностью 500–600 м прослеживаются на расстояние до нескольких десятков километров. Дайки мощностью до 50 м и штоки размером 2–5 км в поперечнике встречаются реже.

По структурным признакам выделяются габбро-долериты и долериты. Это массивные, плотные породы, состоящие из плагиоклаза (An_{40-50}, до 50%) и авгита (40–50%); в небольших количествах может присутствовать калиевый полевой шпат. Рудные минералы представлены ильменитом и титаномагнетитом. В отдельных случаях ильменит может составлять до 10–12% объема пород. Бóльшая часть пород сильно изменена, что выражается в широком развитии актинолита, зеленой роговой обманки, хлорита, эпидота. Местами интенсивно проявлены процессы гематитизации и карбонатизации.

Палеозойская габбро-долеритовая ассоциация более разнообразна по составу. Наряду с интрузивами, представленными дайками, силлами, штоками, в нее входят эффузи-

Таблица 59. Среднее содержание микроэлементов в габбро-долеритах и толеитовых базальтах

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
Cr	564	130	65	125	300	314	300	50
Ni	197	280	940	940	143	145	100	25
V	305	150	185	168	175	307	300	270
Co	59	40	50	47	45	57	32	20
Cu	58	140	204	155	150	111	70	80
Zn	–	–	–	–	–	107	75	80
Zr	158	25	12	35	75	54	100	60
Ba	166	90	75	31	320	–	11	60
Sr	306	50	70	60	186	91	135	225

1–4 – среднее для габбро-долеритовых ассоциаций: 1 – Центрального Кавказа (Суханов, 1975), 2 – восточной части Восточно-Европейской платформы (Старков, 1960), 3 – Среднего Урала (Старков, 1960), 4 – Северного Урала (Старков, 1960); 5 – среднее для архейского долерита штата Вайоминг, США (Конди, 1983); 6 – среднее для архейского габбро-долерита Австралии (Конди, 1983); 7, 8 – среднее для толеитового базальта (Конди, 1983): 7 – срединно-океанических хребтов, 8 – островных дуг.

вы (спилиты и туфы основного состава). Мощность даек колеблется от нескольких метров до 100 м, а силлов – достигает 200 м. Мощность вулканической толщи 200–1500 м. Эффузивы сильно изменены (актинолитизированы, эпидотизированы); плагиоклаз в них почти полностью разложен, а авгит сохраняется в виде реликтов. Акцессорные минералы – ильменит, магнетит, реже титанит, апатит.

Большая часть интрузивов внедрилась после завершения главной фазы среднепалеозойской складчатости, хотя имеются как до-, так и синскладчатые интрузивные образования. Интрузивные породы довольно однообразны по составу. Это в основном долериты, иногда встречаются кварцевые долериты, содержащие до 6–8% кварца. Изредка в них наблюдается калиево-натриевый полевой шпат. Имеются и породы с повышенным содержанием ильменита (до 15–18%).

Габбро-долеритовая ассоциация мезозойского геосинклинального цикла образовалась в триасе–нижней юре; ее формирование связано с началом общей инверсии мезозойской геосинклинали. Это сложный эффузивно-интрузивный комплекс, характеризующийся значительным разнообразием пород.

Среди эффузивов преобладают базальты, концентрирующиеся преимущественно в нижних частях разреза; верхние части вулканогенной толщи сложены андезибазальтами, андезитами. Реже встречаются риолиты и фельзиты, в небольшом количестве присутствуют пирокластические образования.

Интрузивный комплекс (мелкие штоки, дайки, силлы) также разнообразен по составу. Преобладают метадолериты с характерными для этих пород структурными особенностями и минеральным составом (основной плагиоклаз, авгит); отдельные разности содержат до 15% оливина. Встречаются роговообманковые габбро, сложенные плагиоклазом и базальтической роговой обманкой, и эссекситы, содержание калиевого полевого шпата в которых может достигать 10–18%. Темноцветный минерал в этих породах представлен титанавгитом.

Прослеживая эволюцию габбро-долеритовых ассоциаций Южного Верхоянья во времени, можно видеть, что по мере увеличения мощности континентальной коры их состав все более усложняется – от однообразной габбро-долеритовой ассоциации позднего рифея до почти контрастного комплекса раннего мезозоя.

Западный склон Кузнецкого Алатау. Краткое описание раннепалеозойской габбро-диорит-долеритовой ассоциации этого района приводится в качестве примера габбро-долеритовой ассоциации, имеющей исключительно интрузивный характер и характеризующейся существенным разнообразием пород. Большинство интрузивных тел имеет

форму силлов, залегающих согласно со слоистостью вмещающих толщ и лишь в редких случаях пересекающих ее под небольшими углами. Тела в форме штоков и даек встречаются редко. Размеры интрузивов различны – от тел мощностью 200–300 м и протяженностью до 10 км до маломощных даек. Изменение вмещающих терригенных пород на контакте с интрузивами заключается в ороговиковании и окварцевании; мощность экзоконтактовых зон не превышает нескольких метров. Интрузивы в большинстве случаев однородны по составу, однако иногда наблюдается внутрикамерная дифференциация: более основные породы приурочены к подошве, а более кислые – к кровле интрузивного тела. Иногда более кислые породы расположены по периферии штоков. Внутри интрузивного тела переходы между отдельными разностями пород постепенные.

Наиболее широко распространены породы типа габбро, встречаются верлиты, габбро-клинопироксениты, габбро-перидотиты, эссексит-долериты.

Ультрабазитовые члены ассоциации обладают панидиоморфными и пойкилитовыми структурами и состоят из титанистого авгита, железистого оливина, железистой роговой обманки; характерные акцессорные минералы – ильменит, титаномагнетит и апатит. В разностях, переходных к основным породам, присутствует плагиоклаз. Структуры пород, как правило, габбровые, габбро-офитовые, пойкилитовые, в диоритах – гипидиоморфнозернистые, реже габбровые.

Главными породообразующими минералами габбро-долеритов являются титанистый авгит и плагиоклаз (An_{50-69} в основных и An_{38-49} в средних породах), зеленая роговая обманка, керсутит; в ультрабазитах встречается оливин (хризолит). В качестве акцессорных минералов во всех породах присутствуют ильменит, титаномагнетит, апатит. Для диоритов типичны небольшие количества биотита, кварца, калиевого полевого шпата. В некоторых разновидностях диоритов наблюдается повышенное содержание TiO_2; содержание MgO в ультрабазитах невысокое (в среднем 17%).

Западный склон Урала представляет собой типичную миогеосинклинальную область, в которой среди различных проявлений магматизма одно из основных мест занимают габбро-долеритовые ассоциации: рифейско-кембрийская (Северный, Средний Урал) и ордовикско-силурийская (Южный, Средний, Северный, Приполярный Урал), генетически тесно связанные с трапповым магматизмом Восточно-Европейской платформы, что подтверждается особенностями их вещественного состава и радиологическими датировками (Старков, 1960).

Залегание пород габбро-долеритовых ассоциаций аналогично описанному выше для других районов. Это дайки, жилы, штоки, силлы протяженностью от нескольких метров до 10 км; мощность этих образований колеблется от первых метров до 10–15 м. Дайки группируются в пучки субмеридионального, реже субширотного простирания и приурочены к ослабленным зонам. В краевых частях интрузивных тел имеются зоны закалки шириной от 1 см до 2 м. От основного тела во вмещающие породы отходят апофизы мощностью до 10–15 см. Вмещающие породы на контактах ороговикованы. Краевые зоны интрузивов сложены мелкозернистыми долеритами, центральные – крупнозернистыми до пегматоидных разностями.

Для пород древней габбро-долеритовой ассоциации характерна высокая степень метаморфизма; первичные структуры в них в большинстве случаев утрачены вследствие зеленокаменного перерождения; в виде реликтов сохраняются пироксен-плагиоклазовые ассоциации с офитовой и пойкилитовой структурами. Габбро-долериты более молодой ассоциации характеризуются лучшей сохранностью первичных минералов и структур.

Вещественный состав пород обеих ассоциаций довольно близок. Габбро-долериты состоят из авгита (или титанавгита), плагиоклаза, состав которого может меняться от андезина до битовнита, оливина (разности с сохранившимся оливином имеются только в долеритах и пикритовых долеритах Северного Урала), кварца, титаномагнетита, содержащего 12–16% TiO_2, ильменита, акцессорных минералов, представленных пиритом, пирротином, халькопиритом, апатитом, и вторичных минералов – роговой обманки, тремолит-актинолита, эпидота, хлорита, биотита, альбита, кварца, гематита, сфена, лейкоксена, скаполита, рутила, граната.

Кварцевые долериты (конгадиабазы) встречаются в виде даек на Восточно-Европейской платформе и на Северном Урале. Характерной особенностью этих пород, обладающих офитовыми и пойкилоофитовыми структурами, является присутствие в интерстициях между основным плагиоклазом микропегматитовых образований. Микропегматит состоит из калиево-натриевого полевого шпата (54–56%) и кварца (44–46%). Такие породы содержат на 2–4% больше SiO_2 по сравнению с обычными габбро-долеритами. В них часто отмечается замещение лабрадора мирмекитовыми срастаниями, которое происходит на границе зерен основного плагиоклаза и микропегматита. Кристаллы лабрадора при этом замещаются кислым плагиоклазом (обычно по краям кристалла), в котором содержится большое количество червеобразных вростков кварца. Такие замещения происходили в постмагматическую стадию при реакции основного плагиоклаза с кислым расплавом, сосредоточенным в межзерновом пространстве. За исключением этих особенностей, по набору и составу минералов кварцевые долериты не отличаются от других пород ассоциации.

Тела пикритов мощностью до 100 м при протяженности до 1 км распространены ограниченно (бассейн р. Улс) и залегают совместно с комплексом даек долеритов. Пикриты имеют порфировую структуру и состоят из оливина, замещенного серпентином, тальком и тремолитом (34–52%), клинопироксена (4–41%), хлорита (3–26%), керсутита, бурого амфибола (2–11%), рутила (2–7%), ильменита и магнетита (2–10%), апатита (до 0,2%) и карбоната (до 1%).

По химическому составу большинство габбро-долеритов отвечает толеитовому базальту (за исключением эссекситов, сумма щелочей в которых достигает 5,6%).

С породами габбро-долеритовой ассоциации связаны различные рудопроявления. Так, с "диабазовым поясом" Центрального Кавказа пространственно ассоциируют медно-полиметаллические рудопроявления, а с породами палеозойской габбро-долеритовой ассоциации Южного Верхоянья – рудопроявления самородной меди и сульфидная медная минерализация. Габбро-диорит-долеритовая ассоциация Кузнецкого Алатау характеризуется присутствием ильменитовых и титаномагнетитовых руд, которые залегают в виде шлиров и прожилков в интрузивах. С габбро-долеритами западного склона Урала генетически связаны месторождения высокотитанистых титаномагнетитовых руд, которые встречаются в крупных дифференцированных массивах; на Южном Урале в габбро-долеритах встречаются медно-никелевые рудопроявления.

В общих чертах для габбро-долеритовой ассоциации характерны следующие особенности.

1. Она характерна для районов с субплатформенным типом тектонического развития, зон геоантиклинальных поднятий и срединных массивов. По составу пород и условиям их залегания к данной ассоциации наиболее близки базитовые ассоциации складчатых областей (спилитовая) и кратонов (трапповая). Кроме того, сложные комплексы сближенных даек, фиксирующие зоны растяжения и являющиеся подводящими каналами для перекрывающих их эффузивов, имеют определенное сходство с комплексом "параллельных даек" офиолитовой ассоциации; в габбро-долеритовой ассоциации, однако, полностью отсутствуют ультрабазиты, характерные для офиолитов.

2. Специфической особенностью габбро-долеритовой ассоциации является ее полихронность. Почти во всех районах ее развития выделяются до-, син- и постскладчатые магматические тела.

3. Характерной особенностью ассоциации является слабое проявление процессов дифференциации; как правило, это весьма однообразные по составу комплексы. В тех случаях, когда удается наблюдать эволюцию габбро-долеритовых ассоциаций во времени, как, например, в Южном Верхоянье, можно видеть, что усложнение геологического строения региона приводит к появлению в их составе субщелочных разновидностей.

ГАББРОИДЫ ДУНИТ-ПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВОЙ АССОЦИАЦИИ

Габбро-пироксенит-дунитовая магматическая формация, как известно, была выделена в Уральской складчатой области: так, Ф.Ю. Левинсон-Лессинг назвал в 1900 г. серию основных и ультраосновных пород Денежкина Камня. Почти непрерывный на Среднем и Северном Урале пояс близких по составу и строению ультрамафит-габбровых массивов, вошедший в литературу под названием Платиноносного, стал благодаря последующим работам Н.К. Высоцкого, Дюпарка, А.Н. Заварицкого, Е.П. Молдаванцева, А.Г. Бетехтина, Е.А. Кузнецова, О.А. Воробьевой, А.А. Ефимова и многих других исследователей мировым эталоном при выделении аналогичных комплексов в других регионах (Казахстан, Северо-Американские Кордильеры и др.). С развитием исследований на Урале номенклатура и объем формации, однако, подверглись пересмотру. Резкое преобладание в Платиноносном поясе габброидов и родственных средних пород (свыше 90%) над ультрамафитами, из которых дуниты составляют только около 25% по площади, а также отчетливая гетерогенность ультрабазитов и большинства габброидов явились веским основанием для того, чтобы рассматривать первоначально единую формацию в качестве дунит-пироксенит-габбровой ассоциации (Н.П. Михайлов, И.А. Малахов и др). Под таким названием она и фигурирует в данном разделе.

Ассоциация является важным элементом строения немногих складчатых областей и понастоящему ярко проявилась только на Урале в силурийское время и в Юго-Восточной Аляске в мелу. В обоих случаях ультрамафит-габбровые комплексы группируются в протяженные цепочки тел, приуроченные к зонам глубинных разломов в эвгеосинклиналях. Ассоциация появляется здесь на относительно поздней стадии развития последних, когда кора приобретает значительную мощность и жесткость. Геологические данные свидетельствуют о том, что интрузивы внедряются в уже регионально-метаморфизованные, пережившие складчатость толщи инициальных геосинклинальных вулканитов, но до становления позднегеосинклинальных габбро-гранитовых серий (Тэйлор, Нобл, 1973; Штейнберг и др., 1980). Появление ассоциации, таким образом, фиксирует начало позднегеосинклинальной стадии эволюции складчатых областей.

Непосредственное окружение массивов везде представлено толщами основных, средних и кислых эффузивов, чередующихся с пачками терригенных пород. Все эти отложения в разной степени метаморфизованы, чаще в условиях зеленосланцевой фации. Реликтовая сланцеватость и гнейсовидность вмещающих пород может быть как согласной, так и дисконформной по отношению к простиранию контактов интрузивов; более обычен второй вариант. При внедрении вокруг массивов образовались типичные контактовые ореолы. Если они не уничтожены позднейшими тектоническими движениями, то имеют зональное строение: к внешним частям тел примыкают оторочки пироксеновых или амфиболовых роговиков, а на удалении от контакта располагаются менее сильно метаморфизованные породы.

Мощность контактовых оторочек зависит в общем случае от размеров интрузивов, но, как правило, не превышает 1 км.

Форма и размеры отдельных массивов колеблются в широких пределах. Для Аляски более характерны мелкие изометрические округлые и овальные тела с диаметром в первые километры; на Урале преобладают крупные линейные массивы протяженностью в десятки километров и шириной до 10–15 км, хотя известны и небольшие изометрические интрузии. Глубинное строение комплексов изучено на примере ряда уральских объектов (Н.Г. Берлянд, В.С. Дружинин, В.Б. Соколов, И.Ф. Таврин и др.). Данные гравиметрических, сейсмических и магнитных съемок, подкрепленные геологическими наблюдениями и структурным бурением, позволяют говорить о том, что массивы Платиноносного пояса в своих западных верхних частях сложены сериями смещенных друг относительно друга тектонических пластин. Вместе с перекрывающими их отложениями они надвинуты по падающим к востоку плоскостям на древние толщи Центрально-Уральского поднятия. Глубже западные контакты тел становятся субвертикальными, а сами тела, по геофизическим данным, приобретают монолитный характер. Восточные

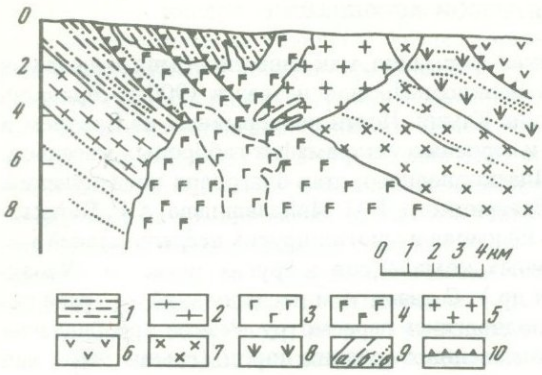


Рис. 52. Геолого-геофизический разрез через западную часть Сосьвинского профиля на Северном Урале (по В.Б. Соколову, А.И. Назарову)

1 – зеленые сланцы и амфиболиты западной части Тагильского мегасинклинория; *2* – древние высокометаморфизованные породы Центрально-Уральского поднятия; *3*, *4* – габброиды Чистопского массива: *3* – габбронориты, *4* – габбро, роговообманковое габбро; *5* – плагиограниты Петропавловского массива; *6* – андезибазальты и андезиты; *7* – диориты и гранодиориты; *8* – базальты и оливиновые базальты; *9* – границы (*а* – геологические прослеженные, *б* – то же, предполагаемые, *в* – условные сейсмические); *10* – тектонические нарушения

контакты полого падают на восток, часто согласно с залеганием перекрывающих терригенно-вулканогенных толщ. В целом глубинная структура Платиноносного пояса интерпретируется геофизиками как валообразный подъем кровли древнего мафического слоя под эвгеосинклинальной зоной, выходы которого на дневную поверхность и представляют собой ультрамафит-габбровые массивы (рис. 52).

Внутреннее строение дунит-пироксенит-габбровых комплексов характеризуется своеобразием и сложностью. Это обусловлено прежде всего пестротой их петрографического состава и различными сочетаниями пород в разрезах. Большую роль в формировании внутреннего рисунка массивов играют также трахитоидные и расслоенные текстуры габброидов. Расслоенность в обнажениях имеет облик выдержанных по мощности прямолинейных чередующихся прослоев разной степени меланократовости и зернистости. Трахитоидность обусловлена ориентированным расположением табличек плагиоклаза в массивных породах.

Структура аляскинских интрузивов описывается американскими исследователями как концентрически-зональная с дунитовым ядром, окруженным кольцевыми оболочками верлита, оливинового клинопироксенита, клинопироксенита, роговообманкового пироксенита и горнблендита (Тэйлор, Нобл, 1973; Ruckmick, Noble, 1959). Ультрамафитовые ядра к периферии тел почти всегда сменяются габброидами (габбро, оливиновыми габбро, габбронеритами, норитами, анортозитами, роговообманковыми габбро). Из этой генеральной последовательности могут выпадать те или иные члены; в частности оливинсодержащие ультрамафиты известны только в крупнейших интрузивах. Габброидные оторочки, как правило, полностью окружают ультрамафитовые ядра, но в нескольких случаях последние непосредственно контактируют с вмещающими породами. Ориентированные текстуры более характерны для перидотитов и пироксенитов, однако трахитоидность была откартирована Ракмиком в габброидах комплекса Юнион-Бей. Мегаструктура, очерчиваемая трахитоидностью в этом интрузива, сходна с конфокальными структурами, описанными на Урале.

Строение массивов Платиноносного пояса, согласно опубликованным данным, значительно разнообразнее аляскинских. Уральские геологи выделяют в их составе три гетерогенных и генетически обособленных комплекса пород, соответствующих трем интрузивным фазам (Ефимов, Ефимова, 1967; Магматические формации СССР, 1979; Ефимов, 1984 и др.): наиболее ранний, существенно ультрамафитовый, более поздний, почти исключительно базитовый, и самый молодой – гранитоидный.

Габброиды входят в состав двух первых комплексов. В пределах конкретных массивов эти комплексы образуют самостоятельные их части (так называемые структуры или блоки). В массивах картируется от двух до пяти совмещенных блоков, разделенных тектоническими швами (рис. 53). Всем им свойственно автономное, но неизменно зональное внутреннее строение кольцевого, дугообразного или линейного типа. Харак-

тер зональности меняется в сопряженных блоках, причем последние всегда имеют резкие ограничения, часто со срезанием слоистости и трахитоидности габброидов.

Существенно ультрамафитовые конфокальные блоки в уральских массивах полностью аналогичны по структуре описанным выше аляскинским концентрически-зональным комплексам. Габброиды, занимающие в них около половины площади, расположены в виде более или менее правильной кольцевой непрерывной или прерывистой оторочки по периферии зональных ультрамафитовых ядер; обычно это меланократовые оливиновые габбро (тылаиты Дюпарка), переходящие в нормальные оливиновые габбро или троктолиты. Концентрическая зональность создается в подобных телах уже контактами разных пород (Кытлымский, Качканарский массивы). Расслоенность в кольцевых структурах очерчивает крутопадающие конические или цилиндрические поверхности, которые подчеркивают замкнутую конфокальную структуру тел (Воробьева и др., 1962; Ефимов, Ефимова, 1967).

Линейные в плане массивы могут быть сложены серией аналогичных концентрических блоков. Однако в южной части Платиноносного пояса расположение пород в линейных массивах (Тагильском, Ревдинском) большей частью носит линейный же характер: дискретные петрографические типы группируются здесь в узкие, почти прямолинейные полосы, не образующие однонаправленной, как в кольцевых телах, зональности (Воробьева и др., 1962; Штейнберг, 1969). Преобладают в таких комплексах роговообманковые габбро; габбро, оливиновые габбро, габбронориты и ультрамафиты развиты спорадически.

Промежуточное между двумя крайними типами строение имеют дугообразно-зональные габбро-ультрамафитовые блоки, которые можно рассматривать и как частный случай концентрических (массивы Денежкин Камень, Кытлымский). Их главным признаком является незамкнутая в плане структура в виде подковы, очерчиваемая ориентированными текстурами габброидов (Ефимов, 1984). Многократное чередование последних с ультрамафитами, слагающими здесь значительную часть разрезов, создает своеобразные "полосчатые комплексы" (Ефимов, Ефимова, 1967).

Для существенно базитовых комплексов Платиноносного пояса характерны те же три основных типа зональных структур. Однако из-за относительно однородного петрографического состава этих блоков, сложенных преимущественно габброноритами и роговообманковыми габбро, их внутреннее строение определяется прежде всего простиранием расслоенности или трахитоидности пород. Второстепенную роль в габброидных блоках играют оливиновые габбро, анортозиты, пегматоидные габбро, а также редкие шлировые обособления горнблендитов и пироксенитов.

Блоки разного состава и строения сложно сочетаются в пространстве (см. рис. 53). Соотношения пород внутри блоков также варьируют. Разные габброиды переходят друг в друга совершенно постепенно. Уральские материалы дают основания утверждать, что и переходы базитов к ультрамафитам в пределах единого блока носят аналогичный характер с постепенным уменьшением количества плагиоклаза в тылаитах или с формированием мощных стратифицированных габбро-ультрамафитовых серий. В других случаях оливиновые габбро связаны с пироксенитами через зону переслаивания роговообманковых габбро и горнблендитов. Контакты между соседними мегаструктурами в сложных массивах, наоборот, резкие, интрузивно-тектонические. Часто они являются зонами интенсивного высокотемпературного динамометаморфизма с образованием типичных катаклазитов и признаками гранитизации в них (массивы Кумбинский, Денежкин Камень, Кытлымский).

В массивах Аляски контакты ультрамафитов и габброидов, напротив, описываются как интрузивно-магматические. Американские геологи считают габброиды более древними породами, чем ультрамафиты. Как отмечают Тэйлор и Нобл (1973), в комплексах Юнион-Бей и Клакуан расположенные в краевых частях ультрамафитовых ядер роговообманковые пироксениты и горнблендиты секут базиты и оказывают на них контактовое воздействие (амфиболизация и соссюритизация). Однако в опубликованных рабо-

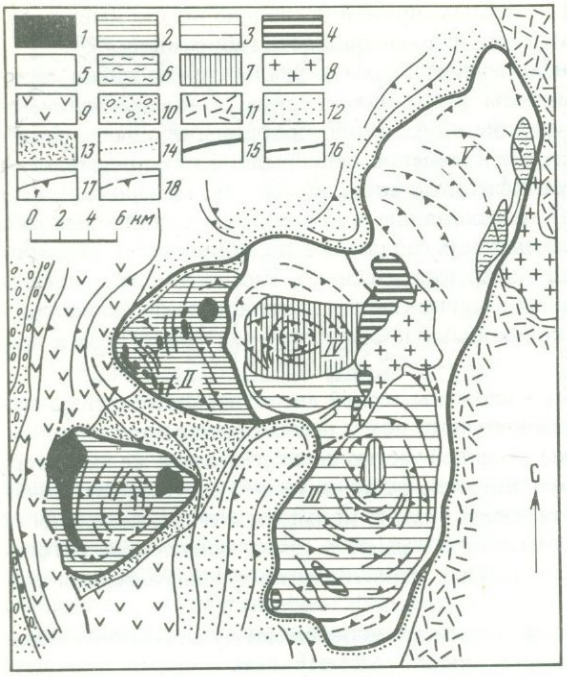


Рис. 53. Схема геологического строения Кытлымского массива (Ефимов, Ефимова, 1967)

I–V – структуры: *I* – Косьвинская, *II* – Тылай-Конжаковская, *III* – Сухогорская, *IV* – Серебрянская, *V* – Валенторская; *1–4* – ультрамафитовый комплекс: *1* – дуниты и перидотиты (верлиты), *2* – клинопироксениты и тылаиты, *3* – оливиновые габбро, *4* – сухогорские оливиниты, верлиты, пироксениты; *5–7*– базитовый комплекс: *5* – офитовые габбронориты, *6* – равномернозернистые оливиновые габбро, *7* – амфиболовые и амфибол-пироксеновые габбро с анортитом; *8* – гранитоиды; *9* – зеленые сланцы и эффузивы ордовика; *10* – терригенные сланцы ордовика; *11* – основные эффузивы силура; *12* – амфиболиты ордовика–силура; *13* – кытлымиты; *14* – контактовые амфиболовые и пироксеновые роговики; *15* – интрузивно-тектонические контакты структур ("горячие швы"); *16* – тектонические контакты; *17* – слоистость; *18* – трахитоидность

тах содержатся и противоречающие такому выводу данные. Так, соссюритизация габбро в массиве Юнион-бей в равной мере проявлена и в контакте с вмещающими породами. Там же Ракмиком в габброноритах, соприкасающихся с пироксенитами, отмечены трахитоидность и расслоенность, не проявленные в удалении от ультрамафитов. Структура обеих главных частей комплекса согласная, и между ними присутствуют горнблендитовые "прокладки". Признаков закалки пород в контактах не установлено. Все это сви-

Таблица 60. Химический состав габброидов дунит-пироксенит-габбровой ассоциации

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO_2	45,21	41,80	46,50	42,34	44,29
TiO_2	0,68	0,65	0,54	1,08	0,12
Al_2O_3	10,16	22,65	11,42	18,02	33,46
Fe_2O_3	12,83	11,34	3,91	6,24	2,74
FeO			8,61	7,96	
MnO	0,10	0,13	0,20	0,18	0,01
MgO	14,28	7,58	13,64	7,79	0,80
CaO	15,06	14,97	13,84	14,15	17,35
Na_2O	1,28	0,81	1,21	1,70	1,20
K_2O	0,40	0,07	0,13	0,54	0,03
П.п.п.	–	–	–	–	–
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,0	100,00

1–15 – габброиды существенно ультрамафитового (1–5, 10–12) и базитового (6–9, 13–15) комплексов Урала: 1 – тылаиты и оливиновые габбро Тылай-Конжаковской и Косьвинской структур, Кытлымский массив (среднее из 22 ан.), 2 – оливиновые габбро Сухогорского Камня, там же (среднее из 13 ан.), 3 – тылаиты и оливиновые габбро, массив Денежкин Камень (среднее из 22 ан.), 4 – оливиновые габбро, Качканарский массив (среднее из 18 ан.), 5 – анортозиты, Платиноносный пояс (среднее из 10 ан.), 6 – офитовые габбронориты, Кумбинский массив (среднее из 15 ан.), 7 – "базифицированные" гранобластовые габбронориты и оливиновые габбро, там же (среднее из 10 ан.), 8 – офитовые габбронориты, Кытлымский массив (среднее из 17 ан.), 9 – роговообман-

детельствует о том, что возрастные и структурные соотношения ультрамафитов и габброидов в массивах Аляски могут быть совершенно иными, чем это принимается американскими авторами, и аналогичными уральским; их неоднозначность, впрочем, отмечалась и исследователями аляскинских комплексов (Ruckmick, Noble, 1959).

Важное значение для расшифровки внутреннего строения и истории становления дунит-пироксенит-габбровой ассоциации имеют особенности микроструктуры габброидов. В породах уральских стратифицированных комплексов она заметно и закономерно меняется. Структура тылаитов и оливиновых габбро существенно ультрамафитовых блоков, особенно во внешних, приконтактовых частях последних, типично порфирокластическая с явными следами высокотемпературного катаклаза и частичной перекристаллизации. В реликтовых крупных зернах здесь отчетливо выражены признаки пластической деформации, тогда как окружающий мелкозернистый агрегат тех же минералов состоит из недеформированных (перекристаллизованных) полигональных выделений. К центру габбро-ультрамафитовых блоков стратифицированные порфирокластические катаклазиты совершенно постепенно переходят в аналогичные им внешне габброиды, но уже с равномернозернистой полигональной структурой без признаков деформации. В габброноритах базитовых блоков широко развита офитовая структура, и в этих случаях породы обычно имеют массивный облик. Переслаивающиеся с ними оливиновые и роговообманковые габбро характеризуются примерно одинаковой степенью идиоморфизма всех минералов. В них обычны такситовые и слоистые текстуры, шлиры анортозитов и ультрамафитов, скопления титаномагнетита. Аналогичную полигональную равномернозернистую структуру имеет и часть габброноритов, а в зонах перехода к оливиновым и роговообманковым габбро их первично-офитовые разности приобретают субофитовый облик; именно в этих породах особенно хорошо выражена трахитоидность. Признаки твердопластичной деформации и перекристаллизации отмечались и в офитовых габброноритах Аляски (Ruckmick, Noble, 1959).

Приведенные макро- и микроструктурные данные легли в основу оригинальной концепции становления дунит-пироксенит-габбровых массивов, недавно разработанной на уральских материалах (Ефимов, Ефимова, 1967; Ефимов, 1984). Кратко суть ее сводится к тому, что ультрамафит-габбровые серии независимо от их изначальной природы

6	7	8	9	10	11
49,79	43,30	49,51	41,69	42,92	39 00
0,75	1,75	0,78	1,10	–	0,26
18,59	16,47	19,28	18,36	26,42	25,62
1,92	4,83	10,43	14,08	3,97	4,16
9,24	11,95			2,81	6,10
–	–	0,07	0,10	–	0,09
4,89	5,83	5,48	7,87	7,26	8,70
10,64	11,93	11,29	15,39	15,40	13,62
2,79	1,85	2,70	1,26	0,63	0,70
0,66	0,18	0,46	0,15	Сл.	0,00
–	–	–	–	0,80	1,74
100,00	100,00	100,00	100,00	100,21	99,99

ковые серебрянские габбро, там же (среднее из 33 ан.), 10 – троктолит, массив Денежкин Камень, 11 – то же, Кытлымский массив, 12 – меланократовое оливин-роговообманное габбро, там же, 13 – габбронорит, Кумбинский массив, 14 – кварцевое габбро, там же, 15 – роговообманковое рудное габбро, тагильский комплекс; 16, 17 – габброиды комплекса Юнион-Бей, Аляска: 16 – габбронорит, 17 – роговообманковое габбро.

Примечание. Ан. 1–17 приведены по данным А.А. Ефимова с соавторами, О.А. Воробьевой с соавторами, К.В. Флеровой, В.Г. Фоминых с соавторами, Ракмина и Нобла и др.

Таблица 60 (окончание)

Компоненты	12	13	14	15	16	17
SiO_2	41,38	48,18	50,65	39,60	49,94	48,76
TiO_2	0,74	0,79	0,82	1,60	0,56	0,68
Al_2O_3	15,78	19,78	20,70	19,93	20,24	17,54
Fe_2O_3	6,53	3,75	3,71	5,60	2,58	5,66
FeO	7,12	5,93	5,01	8,08	7,63	4,94
MnO	0,08	0,11	0,10	0,23	0,18	0,19
MgO	11,84	5,83	2,93	6,94	5,13	5,74
CaO	15,11	12,29	11,28	13,00	9,46	10,36
Na_2O	0,65	3,45	3,37	1,42	2,74	3,87
K_2O	0,08	0,82	0,96	0,52	0,62	0,43
П.п.п.	0,95	0,21	1,16	2,64	0,40	1,36
Сумма	100,26	100,14	100,69	99,64	99,48	99,53

являются высокотемпературными тектонитами, внедренными в твердопластичном состоянии в окружающие толщи. При внедрении они деформировали и метаморфизовали вмещающий субстрат; деформация интрузивных пород способствовала возникновению конфокальных мегаструктур, каждая из которых является самостоятельным тектоническим блоком. Автономные блоки "сваривались" по тектоническим швам с образованием геологически единых тел. По существу, эта концепция воскрешает на новом уровне прежние, ныне почти забытые идеи Е.С. Федорова, который еще в конце прошлого века называл такситовые габброиды Платиноносного пояса "сиенито-гнейсами".

Химический состав габброидов ассоциации отражен в табл. 60. Уже по этим выборочным (преимущественно уральским) данным можно выделить по крайней мере три вещественные группы базитов. Первую составляют оливиновые габбро, тылаиты, троктолиты и подчиненные им анортозиты и роговообманковые габбро существенно ультрамафитовых блоков. Им присущи широкие вариации содержаний плагиоклаза (An_{60-100}, преимущественно An_{85-95}), оливина с 20–30% фаялитовой молекулы, авгитового клинопироксена ($En_{40-45}Fs_{15-25}Wo_{35-45}$), магнетита. К главным минералам иногда добавляются ортопироксен, зеленая шпинель (плеонаст), обрастающая клинопироксен глиноземистая роговая обманка, биотит. Всем перечисленным породам свойствен эвкритовый характер: низкие концентрации кремнезема, титана, щелочей при переменных, но почти всегда значительных количествах CaO, MgO, Al_2O_3, общем оливин-нормативном составе и очень основном плагиоклазе. В то же время состав однотипных габброидов внутри группы неоднороден (оливиновые габбро и тылаиты Сухогорской и Тылай-Конжаковской структур, см. табл. 60 и др.).

Вторую группу образуют офитовые габбронориты базитового комплекса. Кроме плагиоклаза (An_{50-60}, иногда до An_{70}, в аляскинских интрузивах – An_{40-75}), клинопироксена ($En_{30-50}Fs_{10-30}Wo_{35-45}$) и ортопироксена (30–40% ферросилита, до 50% в массивах Аляски), в них спорадически отмечаются калиевый полевой шпат, биотит, кварц, буро-зеленая роговая обманка, оливин (Fa_{35-60}), апатит. Магнетит содержит до 10–12% TiO_2 и не менее 1% V_2O_5. Габбронориты, как правило, имеют нормальный "базальтовый" состав со стабильно высоким содержанием SiO_2 и щелочей.

К третьей группе принадлежат переслаивающиеся с габброноритами равномернозернистые полигональные оливиновые габбро, анортозиты и роговообманковые габбро существенно базитового комплекса; сюда же, по-видимому, следует относить и аналогичные им по структуре габбронориты. Своеобразие этих пород заключается прежде всего в высокой основности плагиоклаза; он чаще всего соответствует анортиту и лишь иногда – битовниту. Железистость цветных силикатов, напротив, понижена по сравне-

нию с аналогичными минералами офитовых габброноритов. Титаномагнетит иногда образует значительные скопления. В роговообманковых габбро серебрянского типа (Ефимов, Ефимова, 1967) широко развита глиноземистая роговая обманка и не встречаются оливин, ортопироксен, биотит. Все эти особенности пород третьей группы отражаются в их химическом составе: по сравнению с офитовыми габброноритами они заметно обеднены кремнеземом и щелочами, но обогащены титаном, железом, магнием, известью (см. табл. 60).

При относительно низкотемпературном изменении габброидов фемические силикаты в них замещаются эпидотом, актинолитом, хлоритом, клиноцоизитом; в породах появляются титанит, карбонат, серицит и др. Плагиоклаз соссюритизируется или резко раскисляется (до альбита).

С габброидами ассоциации связаны проявления и мелкие месторождения ванадийсодержащего титаномагнетита. На Урале в габброидах известно также незначительное медносульфидное оруденение.

ГАББРОИДЫ ГАББРО-ПЛАГИОГРАНИТНЫХ ФОРМАЦИЙ

Габбро-плагиогранитные, точнее, габбро-диорит-тоналит-трондьемитовые (плагиогранитные) интрузивные серии (или формации) уверенно различаются в эвгеосинклинальных зонах складчатых областей разного возраста: в докембрии Финляндии, каледонидах Норвегии, варисцидах Урала, Кавказа и Казахстана, альпидах Центральных Альп и т.д. Главными критериями их выделения служат характерный набор пород, отраженный в названии серии, и геологическое положение последней. Породы серии всегда в той или иной мере метаморфизованы. Фемические минералы представлены главным образом гидросиликатами – роговой обманкой, биотитом и значительно реже орто- и клинопироксеном, а также оливином. Характерно наличие первичной расслоенности ("протогнейсовидности"), на которую может накладываться динамометаморфическое рассланцевание.

Породы формации составляют в целом гомодромный интрузивный ряд с последовательностью внедрения от габбро (иногда, возможно, от ультрабазитов) через диориты, кварцевые диориты и тоналиты до трондьемитов, нередко в сопровождении довольно пестрой жильной серии (диорит-порфириты, габбро-долериты, плагиогранит-порфиры и т.п.), несколько нарушающей общую гомодромность. Формация может иметь разный возраст в разных сегментах одной и той же складчатой области (например, Урал) и находиться в разных метаморфических зонах. Однако всегда удается показать, что начинающие ее габброиды внедрились после накопления раннегеосинклинальных вулканитов (афировых, порфировых базальтов и т.п.) и, что особенно показательно, после образования вулканогенных конгломератов с обломками раннегеосинклинальных плагиогранитов, комагматичных плагиориолитам (кварцевым альбитофирам). Позднекинематические (как правило, двуполевошпатовые) гранитоиды, сопряженные с калишпатизацией и поздней мигматизацией, при завершении того или иного геосинклинального цикла, определенно моложе всех пород рассматриваемой серии. С учетом такого геологического положения серии ее целесообразно называть позднегеосинклинальной габбро-тоналит-трондьемитовой, хотя в литературе ее иногда относят к синиверсионным габбро-гранитным сериям. Габбро-гранитные серии могут сменять габбро-тоналит-трондьемитовые серии по латерали, занимая то же положение и имея близкий возраст, как, например, на Южном Урале (Ферштатер и др., 1978).

Геологическое положение и вещественный состав габбро-плагиогранитной формации были описаны в известной монографии Ю.А. Кузнецова (1964) на примере Центрального Казахстана, Кузнецкого Алатау, Западного Саяна и др. Мы же рассмотрим эти вопросы на примере варисцид Восточного Казахстана, Большого Кавказа и Урала, а также протерозойских структур Юго-Западной Финляндии.

Габбро-плагиогранитная формация варисцид Восточного Казахстана описана П.В. Ер-

моловым (Конников и др., 1977) на примере саурского габбро-диорит-плагиогранитного комплекса. Как ранняя составная часть комплекс входит в саурскую габбро-диорит-тоналитовую серию вместе с более поздним бугазским тоналит-гранитным комплексом и еще более поздним комплексом послегранитных даек пестрого состава (от габбро-долеритов и диоритов до аплитов и кварцевых порфиров). Интрузивы серии образуют пояса, приуроченные к зоне сочленения варисцид Зайсанской и каледонид Чингиз-Тарбагатайской складчатых областей. Породы саурского комплекса повсеместно разгнейсованы и катаклазированы, а гранитоиды бугазского комплекса массивные, без заметных признаков динамометаморфизма. Вмещающие породы (D_2-C_1) на контакте с интрузивами саурского комплекса ороговикованы в зонах шириной до нескольких километров. По основным и средним вулканитам образуются пироксен-амфиболовые, амфиболовые и эпидот-амфиболовые роговики, а по осадочным породам – кварц-полевошпатовые, биотитовые и андалузитовые. Вулканогенная моласса (C_2) налегает на породы саурского комплекса с размывом. По данным K-Ar изотопных исследований, средний возраст биотита из пород саурского и бугазского комплексов равен соответственно 333±7 и 324±6 млн. лет.

Саурский габбро-диорит-плагиогранитный комплекс состоит из шести последовательных интрузивных фаз: 1) габбронориты, оливиновые габбро; 2) габбро, амфиболовые габбро; 3) диориты, кварцсодержащие диориты; 4) кварцевые диориты, тоналиты; 5) трондьемиты, плагиограниты; 6) дайки диорит-порфиритов, микродиоритов, плагиогранит-порфиров.

Оливиновые габбро и габбронориты первой фазы составляют менее 1% объема всей серии и чаще всего наблюдаются как ксенолиты (до 0,3–8 м) среди пироксен-роговообманковых габбро. Между разновидностями габброидов соотношения не известны.

Оливиновые габбро и габбронориты – породы средне- и крупнозернистой структуры. Оливиновые габбро представлены двумя разновидностями. Одна сложена битовнитом An_{86} (40%), форстеритом (Fa_{5-15})[1] (35%), клинопироксеном, близким к диопсиду (25%), редкими чешуйками красного биотита (f = 50–54). Вторая разновидность имеет более лейкократовый состав и состоит из лабрадора An_{62-70} (48–60%), порфировидных выделений оливина Fa_{30-40} (17–20%), клинопироксена, близкого к салиту. С оливином у пироксена взаимоотношения реакционные, с плагиоклазом – одинаковый идиоморфизм. Для обеих разновидностей оливиновых габбро характерно почти полное отсутствие апатита.

Габбронориты состоят из лабрадора An_{50-57} (60%), бледно-зеленого диопсида $Wo_{36}En_{40}Fs_{17}$ (20–25%), гиперстена (10–12%), буро-зеленой роговой обманки (3%), магнетита (5–7%) и апатита.

Габбро, роговообманковое габбро и габбро-диориты второй фазы развиты весьма широко и составляют не менее 17% площади выхода пород серии. Эти породы отчетливо секутся диоритами третьей фазы, которые на контакте переполнены ксенолитами габброидов, часто с теневыми контурами. Габбро разгнейсованы, хотя гнейсовидность в них проявлена не столь четко, как в диоритах и гранитоидах комплекса. Габбро второй фазы макроскопически почти неотличимы от габбронноритов. В амфиболсодержащих и амфиболовых разновидностях развиты грубозернистые и пегматоидные структуры. Минеральный состав пироксен-роговообманковых габбро следующий: плагиоклаз (52–68%) от An_{55} до An_{75-76} в разных массивах, нередко катаклазированный; бледно-зеленый диопсид $Wo_{35}En_{40}Fs_{15}$ (20–25%), в той или иной степени всегда замещенный амфиболом с выделением магнетита; буро-зеленая роговая обманка (10–25%), развивающаяся по пироксену; магнетит (2–3%). В роговообманковых габбро пироксен (5–8%) присутствует исключительно как реликтовый минерал в зернах амфибола, а плагиоклаз (49–53%) имеет состав лабрадор-битовнита An_{68-72}. Некоторые его зер-

[1] Здесь и далее, если не оговорено особо, состав минералов оценивался с помощью диаграмм В.Е.Трегера по оптическим данным, приводимым авторами цитированных работ.

на слабо зональны (от An_{70} в ядре до An_{58-64} по периферии зерен); буро-зеленая роговая обманка резко ксеноморфна по отношению к плагиоклазу.

Диориты и кварцсодержащие диориты третьей фазы почти повсеместно гнейсовидны или катаклазированы. Они отличаются от роговообманковых габбро наличием более кислого плагиоклаза (обычно андезин An_{35-40}, нередко зональный). В небольших количествах в них появляются калиевый полевой шпат, биотит и кварц, в значительном количестве отмечены апатит и сфен; магнетит в 3 раза беднее титаном по сравнению с таковым габбро.

Петрохимическое своеобразие комплекса определяется тремя признаками: 1) низкой калиевостью; 2) пересыщенностью глиноземом и известью, проявляющейся в высокой основности плагиоклазов; 3) очень низкими содержаниями фосфора (0,07–0,17% P_2O_5) и титана (0,85–0,77% TiO_2). Внутри габброидов отчетливо различаются две группы: меланократовые и мезо-лейкократовые габбро. Гетерогенность их хорошо проявляется на диаграммах Харкера по TiO_2, P_2O_5 и Na_2O в виде изломов вариационных линий на уровне кремнекислотности 47–48%, что примерно соответствует граничному значению кремнекислотности в габброидах первой и второй фаз. Все габброиды и часть диоритов бедны щелочами. Общая геохимическая особенность саурского комплекса – высокие содержания меди, молибдена и некоторых сидерофильных элементов (Ni, Cr, V) и бедность редкими и редкоземельными элементами.

Другим примером рассматриваемой ассоциации, но, по-видимому, с более глубоким по сравнению с саурским комплексом эрозионным срезом является варисцийская позднегеосинклинальная *габбро-тоналит-плагиогранитная формация Большого Кавказа.* В литературе она известна также под названием "комплекс малых интрузий" или "габбро-диорит-плагиогранитная формация" (Афанасьев и др., 1971). Породы формации, среди которых преобладают тоналиты, устанавливаются во всех трех главных структурно-формационных зонах Большого Кавказа – Бечасынской, Передового хребта и Главного хребта. Размещение интрузий четко контролируется крутыми разломами, обычно вдоль границ отдельных зон или подзон. Поэтому интрузивы, как правило, имеют форму крутопадающих линз мощностью в десятки и сотни метров и протяженностью в километры, группирующихся в цепочки или пояса. Для всех пород (от габброидов до плагиогранитов) характерна гнейсовидная текстура, параллельная контактам отдельных тел. Гнейсовидность, обусловленная чередованием более и менее лейкократовых прослоев, подчеркивается трахитоидным расположением кристаллов плагиоклаза и плоских ксенолитов, сочетаясь с сохранностью гипидиоморфнозернистых структур и слабым проявлением динамометаморфизма. Она, очевидно, образовалась в процессе внедрения и является первично-магматической.

Вмещающими породами служат геосинклинальные ($P\epsilon–C_1$) образования, как слабо, так и сильно метаморфизованные (от зеленосланцевой до амфиболитовой фации). Достоверных следов контактового воздействия со стороны интрузий не обнаруживается, а интрузивные породы всегда в той или иной мере метаморфизованы (амфиболизированы, калишпатизированы, хлоритизированы, соссюритизированы и т.п.). Габброиды чаще всего встречаются в виде ксенолитов размером в дециметры в тоналитах и в виде более крупных (метры и десятки метров) блоков среди тоналитов, в обоих случаях, очевидно, представляя собой раннюю интрузивную фазу. Реже габброиды слагают самостоятельные массивы той же морфологии, что и тоналиты. Один из таких массивов (мощностью 200–300 м и протяженностью более 3 км) расположен в верховьях р. Загеданка (правый приток р. Большой Лабы), где фиксирует крутой разлом Тырныауз-Пшекишской системы, служащий южной границей Блыбского метаморфического диапира и всей зоны Передового хребта Большого Кавказа (Чесноков, Красивская, 1981). В массиве преобладают средне- и крупнозернистые протогнейсовидные амфиболовые габбро с трахитоидным расположением светлых кристаллов плагиоклаза размером 1–3 мм. В них встречаются слоеподобные участки горнблендитов с гипидиоморфнозернистой структурой, возможно, представляющие собой магматические кумулятивные образования. Наиболее типичное габбро этого массива (табл. 61) состоит

Таблица 61. Химический состав габброидов габбро-тоналит-плагиогранитной формации

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	42,45	48,10	47,56	47,50	41,18	48,92	51,44	50,10	50,90
TiO_2	0,85	0,79	1,32	0,65	1,48	1,41	1,43	0,24	1,22
Al_2O_3	21,30	20,37	15,95	15,50	15,84	13,01	17,07	17,53	15,27
Fe_2O_3	4,59	3,81	4,50	2,00	3,23	1,01	1,75	1,47	2,85
FeO	6,85	6,30	6,30	4,30	9,10	8,50	8,32	6,31	9,07
MnO	0,14	0,14	0,20	0,13	0,15	0,14	0,14	0,14	0,19
MgO	6,95	6,63	5,16	10,10	10,13	10,87	4,78	7,63	6,07
CaO	12,80	10,62	8,05	12,20	12,75	10,00	8,07	12,85	10,27
Na_2O	1,84	2,68	4,05	2,09	1,88	2,02	3,11	0,83	1,84
K_2O	0,44	0,43	1,80	0,99	0,78	0,74	1,69	0,11	0,14
P_2O_5	0,07	0,11	0,96	0,06	1,10	0,09	0,57		
H_2O^+	1,72	1,02	2,45	3,10	2,15	2,66	1,33	1,60	1,51
H_2O^-			0,19	0,16	0,13	0,14	0,09		
CO_2			0,58	Не обн.	0,10	0,08	0,03		
Сумма	99,97	99,97	99,82	99,78	100,20	100,18	100,03	99,22	99,44

1, 2 – саурский комплекс, Зайсанская складчатая система (Конников и др., 1977): 1 – меланогаббро (среднее из 15 ан.), 2 – габбро (среднее из 26 ан.); 3, 4 – Большой Кавказ (материалы С.В. Чеснокова, И.С. Красивской): 3 – габбро, Блыбское поднятие, 4 – то же, Передовой хребет; 5–7 – район Уусикаупунки-Каланти, Финляндия (Arth et al., 1978): 5 – горнблендит, 6 – меланогаббро, 7 – меланотоналит (кварцевое габбро); 8, 9 – Катынадырский массив, Мугоджары (Ферштатер и др., 1978): 8 – габбро (среднее из 3 ан.), 9 – габбро-долерит (среднее из 2 ан.).

Примечание. Rb – 32; 10 г/т (ан. 3, 4); Sr – 1301; 145 г/т (ан. 3, 4).

примерно из равных количеств буровато-зеленой роговой обманки и соссюритизированного плагиоклаза с редкими свежими участками по краям зерен, где устанавливается его принадлежность к андезину (An_{35-40}). В роговой обманке, замещаемой биотитом, актинолитом и хлоритом, иногда сохраняются реликты клинопироксена. Кроме того, присутствуют кварц (ксеноморфный по отношению к плагиоклазу), эпидот, сфен и апатит. Габбро рассекается жилками (мощность 2–10 см) мелкозернистого лейкократового роговообманкового габбро-диорита с лейкократовыми зальбандами, а также жилками плагиоклаз-роговообманкового кварцевого диорита и пегматоидного роговообманкового лейкодиорита.

В южном и северном эндоконтактах массива те же гнейсовидные (трахитоидные) габбро неравномерно, в отдельных участках с диффузными границами обогащаются розовым калиевым полевым шпатом (кристаллы размером до 2 см). Эти кристаллы, вероятно, являются порфиробластами – следствием наложения метасоматической калишпатизации. В более западных массивах того же интрузивного пояса (гора Закан и др.) процессы калишпатизации развиты гораздо шире, приводя к формированию разного рода монцонитов, сиенито-диоритов, гранодиоритов и т.п. Эти породы были детально описаны в 1950 г. Г.Д. Афанасьевым, истолковавшим их как результат гибридизма и ассимиляции гранитными расплавами материала вмещающих пород, а роговообманковые габброиды – как метасоматиты – продукт экзоконтактового воздействия гранитов. Однако отмеченные выше особенности габброидов (гипидиоморфнозернистые структуры с участием кварца, ксенолиты, плагиогранитоидная жильная серия и т.д.) заставляют считать их магматитами, начинающими гомодромный интрузивный ряд габбро-плагиогранитной формации.

Петрографически очень сходные гнейсовидные роговообманковые габбро, правда, с большей примесью биотита наблюдаются в виде отдельных прослоев и ксенолитов среди существенно тоналитового массива горы Загедан, расположенного в 2–3 км к

северу от рассматриваемого габброидного массива. Хотя участие автометасоматической амфиболизации в образовании габброидов нельзя полностью исключить, такие факты, как, например, пересечение габбро-горнблендитовых прослоев пегматоидными роговообманковыми лейкодиоритами (при гипидиоморфнозернистых структурах в обеих породах), наводят на мысль о проявлении здесь процессов фракционирования кристаллов плагиоклаза и роговой обманки. Другим указанием на это служит характерная для большинства пород формации протогнейсовидность с трахитоидным расположением кристаллов плагиоклаза, которые нередко приобретают вид явных фенокристаллов в плагиогранитах жильной серии. Не исключено, что и калиевый метасоматоз, поздний характер которого не вызывает сомнений, как-то связан с завершением процессов дифференциации и фракционирования с возможным образованием конечных дериватов, уже обогащенных калием. Следует заметить, что среди калишпатизированных габброидов встречаются секущие жилки (мощностью 2–10 см) розовых роговообманковых граносиенитов с четкими гипидиоморфнозернистыми структурами. Здесь намечается латеральный переход от габбро-плагиогранитовой к габбро-гранитовой ассоциации, занимающей близкое структурное и возрастное положение.

Габброиды в ассоциации с плагиогранитоидами широко развиты во всей эвгеосинклинальной зоне восточного склона Урала и часто упоминаются в литературе как составная часть габбро-плагиогранитовых массивов, комплексов и формаций. Наиболее известен крупный *Тагильский массив*, расположенный в одноименном зеленокаменном синклинории Среднего Урала и изучавшийся в последние годы Н.В. Малаховой, Г.Б. Ферштатером и др. Габбро-плагиогранитовая ассоциация в нем представлена двумя пространственно разобщенными среднепалеозойскими интрузивными сериями: ранней габбро-плагиогранитовой и поздней габбро-диорит-гранодиоритовой (Ферштатер и др., 1978). В составе ранней серии наиболее широко развиты мелкозернистые амфиболовые габбро, габбро-долериты и диориты, рассеченные жилами плагиогранодиоритов и плагиогранитов. Кроме того, широко развиты интрузивные брекчии, состоящие из обломков габбро-долеритов, сцементированных кварцевым диоритом или плагиогранитом. Все породы этой серии альбитизированы. Калиевый полевой шпат в них отсутствует. По химическому составу вся серия высокоизвестковистая, низкокалиевая.

Среди пород поздней серии габбро и габбро-диориты составляют 21,8%, кварцевые и кварцсодержащие диориты – 64,5, а плагиограниты – 9,8%. Породы серии легко узнаются в поле: они средне- и крупнозернистые, с офитоподобными (кумулятивными) структурами, хорошо различимым кварцем и часто с биотитом даже в мафических породах. Роговая обманка присутствует почти во всем ряду от габбро до гранита. Весь интрузивный комплекс отчетливо многофазен, ему свойственно устойчивое содержание K_2O (1,5–2%) от ранних фаз к поздним. Обе серии характеризуются высокой железистостью, причем в поздней серии разница в содержании суммарного железа между основными и кислыми членами составляет всего около 10%.

Другими примерами габбро-плагиогранитовых формаций могут служить Рефтинский массив Восточно-Уральского синклинория Среднего Урала, очень сходный с Тагильским массивом по набору пород, возрасту и геологическому положению, а также Катынадырский массив Западных Мугоджар, залегающий среди силурийских спилитов, порфировых базальтов и плагиориолитов южного продолжения Магнитогорского синклинория.

Катынадырский массив. В этом массиве, вытянутом с севера на юг на 7–8 км при ширине 3–5 км, согласно Г.Б. Ферштатеру и др., наиболее древними породами являются среднезернистые габброиды. Они состоят из клино- и ортопироксена, обычно замещенных амфиболом, и незонального битовнита An_{70-72}. Магнетит практически отсутствует. Породы характеризуются высоким содержанием Ca и низким – Ti и Fe (см. табл. 61). В западной части массива в ассоциации с габбро находятся грубозернистые разгнейсованные породы, варьирующие по составу от диорита до кварцевого диорита и обладающие с габбро общими петрохимическими и минеральными особен-

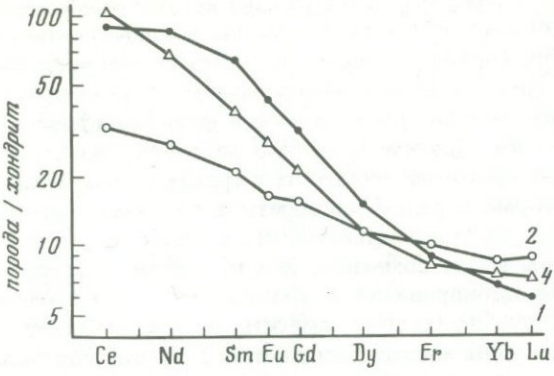


Рис. 54. Распределение редкоземельных элементов в породах габбро-диорит-тоналит-трондьемитовой ассоциации Юго-Западной Финляндии (Arth et al., 1978)

Цифры на диаграмме соответствуют номерам анализов в табл. 62

ностями – низкими содержаниями Ti и Fe, отсутствием магнетита, незональным или слабо зональным плагиоклазом. На контакте с диоритами вмещающие породы превращены в роговики.

Рассмотренные породы габброидного комплекса в центральной части массива прорваны мелкозернистыми габбро-долеритами, которые, в свою очередь, секутся дайками высокоизвестковистых плагиогранитов и кварцевых диоритов.

Все разновидности пород этого позднего габбро-диорит-плагиогранитного комплекса обладают сходством минерального и химического составов (повышенная железистость амфибола, высокое содержание TiO_2 в магнетите, зональность основных плагиоклазов, повышенное содержание TiO_2 по сравнению с аналогичными по кремнекислотности породами раннего габброидного комплекса). В то же время обоим комплексам в составе Катынадырского массива свойственны и общие особенности химического состава (крайне низкое содержание K_2O, высокая известковистость), что, по мнению Г.Б. Ферштатера и его соавторов, может свидетельствовать о единстве магматического очага для всех пород массива.

Габбро-диорит-тоналит-трондьемитовая серия района Уусикаупунки-Каланти в докембрии Юго-Западной Финляндии представляет собой типичный пример развития рассматриваемой ассоциации в амфиболит-гнейсовых толщах (Arth et al., 1978). Вмещающими породами здесь являются кинцигиты (гранат-кордиерит-силлиманит-биотитовые плагиогнейсы) и амфиболиты. Эти породы, среди которых встречаются и кварцевые порфироиды ("натриевые лептиты", по Хиетанен), принято трактовать как глубоко метаморфизованный эквивалент эвгеосинклинальной сланцево-граувакковой серии пояса Тампере. Линзовидные тела габбро мощностью от 0,5 до 100 м и протяженностью от 10 м до 2 км составляют ничтожный процент по площади выходов по сравнению с тоналитами, трондьемитами и вмещающими метаморфитами. Для всех интрузивных пород характерны линейно-плоскостные структуры, параллельные соответственно сланцеватости вмещающих гнейсов и полого погружающимся осям складок в них. Поэтому интрузивы трондьемитовой серии считаются синкинематическими факолитами, внедрившимися в период раннепротерозойской (свекофенской или свекокарельской) складчатости.

В отдельных интрузивных телах наблюдаются постепенные переходы между более и менее лейкократовыми разностями пород, но непрерывного перехода от габбро до трондьемита в пределах одного тела не наблюдалось. Напротив, в трондьемитах нередки угловатые ксенолиты гнейсовидных тоналитов и габбро наряду с обломками вмещающих сланцев.

Графики нормализованных по хондриту содержаний РЗЭ (рис. 54) в валовых пробах пород Каланти (Arth et al., 1978) позволяют сделать ряд предположений о петрогенезисе. Как правило, эти графики и для основных, и для кислых пород имеют примерно одинаковый вид, отражая относительную обогащенность легкими РЗЭ, что может считаться указанием на когенетичность всех пород серии. Для пород габброидного и промежуточного составов (SiO_2 от 48,9 до 59,5%) суммарные содержания легких РЗЭ возрастают с ростом SiO_2, тяжелых – сохраняются на одном уровне, примерно в 9 раз превышая хондритовый (табл. 62). Eu-аномалия очень мала или отсутствует.

Таблица 62. Содержание микроэлементов в некоторых породах габбро-плагиогранитной серии Юго-Западной Финляндии (Arth et al., 1978)

Компоненты	1	2	3	4	5
Rb	20,9	23,3	2,1	69,8	60,1
Sr	629,0	301,0	401,0	636,0	460,0
Ba	90,0	131,0	57,0	395,0	109,0
Cr	215,0	485,0	605,0	35,0	–
Ni	79,0	177,0	225,0	3,0	–
Th	3,6	3,6	0,05	4,8	3,8
U	–	1,9	0,12	1,2	1,8
Ce	73,1	27,0	4,42	80,9	36,6
Nd	48,6	15,8	3,35	39,6	18,7
Sm	11,1	3,95	0,950	7,22	3,93
Eu	2,98	1,17	0,517	2,00	1,19
Gd	8,10	3,98	1,04	5,55	3,54
Dy	4,65	3,60	0,972	3,62	3,26
Er	1,90	2,01	0,645	1,76	1,82
Yb	1,53	1,84	0,590	1,57	1,87
Lu	2,228	0,309	0,099	0,262	0,309

1 – горнблендит; 2 – меланогаббро; 3 – габбро; 4 – меланотоналит (кварцевое габбро); 5 – меланотоналит.

Горнблендит и кварцевое габбро (меланотоналит) обладают сходным распределением РЗЭ, близким к таковому для тоналитов с содержанием SiO_2 57–59%. Характер распределения РЗЭ в породах Каланти согласуется с представлениями Хиетанен о том, что вся серия есть результат кристаллизационной дифференциации водонасыщенной малокалиевой базальтовой магмы с роговой обманкой в качестве фракционирующей фазы.

Данные по химизму главных элементов и элементов-примесей, включая РЗЭ, не противоречат петрогенетической модели образования интрузивной серии Каланти за счет парциального плавления на мантийных глубинах эклогитов или амфиболитов с гранатом и клинопироксеном в качестве остаточной фазы. Такая модель была ранее предложена Артом и Хэнсоном для архейских тоналитов и трондьемитов Миннесоты, петрохимически очень сходных с породами Каланти. Наиболее вероятно, что исходные расплавы получались за счет повторного плавления либо бедного калием базальта, либо мантийного перидотита. Если источником расплавов был малокалиевый базальт, для получения наблюдаемых концентраций некогерентных элементов необходимо 20–30% частичного плавления, а в случае мантийного перидотита – 5–15%. В любом случае приходится предполагать в рестите какое-то количество граната, удерживающего тяжелые РЗЭ, чтобы получить наблюдаемую в габброидах картину распределения РЗЭ.

Рассмотренные выше петрогенетические построения Арта и его соавторов относительно интрузивной серии Каланти вполне приложимы и к другим габбро-плагиогранитным сериям, в том числе и к обсуждавшимся в этом разделе. Для объяснения происхождения непрерывных габбро-гранитоидных серий Э.П. Изох (1968) и Ю.А. Кузнецов (1964) выдвинули представление о постепенной миграции из мантии в кору фронта магмообразования с вовлечением в расплав все более кислых пород. Применительно к рассмотренным выше примерам габбро-плагиогранитной формации участие в петрогенезисе коровых сиалических пород маловероятно. Однако если в качестве корового материала предположить толеитовые базальты, слагающие симатический цоколь эвгеосинклиналей или входившие в состав офиолитовой ассоциации (в обоих случаях предшествовавшие массовому появлению в коре сиалических пород), то концепция Э.П. Изоха–Ю.А. Кузнецова оказывается весьма привлекательной. Симатический анатексис с частичным плавлением ультрабазитов и базитов оказывается частным

случаем предусматриваемого этой концепцией процесса. В частности, столь характерное для габбро-плагиогранитных серий появление содержащих калиевый полевой шпат пород лишь на самых заключительных стадиях эволюции можно объяснить тем, что к этому моменту в область магмогенерации начинают попадать уже кислые породы, например раннегеосинклинальные плагиограниты.

Главной причиной симатического анатексиса служит, очевидно, подъем с глубинных уровней более основных и более нагретых расплавов. В рамках этой петрогенетической модели, как легко видеть, вполне остается место и для возможной кристаллизационной дифференциации с осаждением роговой обманки в отдельных камерах, а также для метасоматической переработки закристаллизовавшихся магматитов растворами.

По своему строению, вещественному составу и геологическому положению рассмотренные выше габбро-плагиогранитные ассоциации весьма близки к габбро-диорит-тоналитовым ассоциациям, которые входят в состав "тихоокеанских батолитов", развитых в пределах активных окраин Северной и Южной Америки. Последние переработаны слабее, чем габбро-плагиогранитные ассоциации складчатых областей; обычно они рассматриваются как интрузивные аналоги вулканических образований известково-щелочной серии.

ГАББРОИДЫ ГАББРО-ГРАНИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ

Габбро-гранитовые ассоциации объединяют всю гамму пород от габбро до гранита. Габбро и гранит, как правило, являются крайними по составу членами единого ряда, в котором имеются все промежуточные разновидности (габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты и т.д.). Они образуются в складчатых областях тогда, когда в пределах последних уже существует зрелая континентальная кора. Обычно эти ассоциации характеризуют позднегеосинклинальные, орогенные и субплатформенные этапы развития. Так, на субплатформенной стадии развития Центрально-Уральского поднятия образуется среднепротерозойский Копанский габбро-гранитовый массив, описанный Д.С. Штейнбергом, Л.И. Кравцовой и А.С. Варламовым. В Магнитогорском прогибе Урала габбро-гранитовая ассоциация представлена нижнекаменноугольными интрузивами. Эти габбро-гранитовые массивы образуются на позднегеосинклинальной стадии развития и ассоциируют с комагматичной им контрастно-дифференцированной базальт-риолитовой серией.

Ю.А. Кузнецов (1964) в качестве типичных примеров габбро-диорит-гранодиоритового формационного типа приводит девонский интрузивный комплекс Бетпак-Дала, изученный В.С. Коптевым-Дворниковым и др., и верхнемеловой интрузивный комплекс Центрального Сихотэ-Алиня, описанный Э.П. Изохом и др. При этом подчеркивается, что эпоха внедрения позднемезозойских интрузивов Сихотэ-Алиня характеризуется послескладчатыми (платформенными) условиями, пришедшими на смену типичному геосинклинальному режиму.

Г.Ф. Ляпичев, А.В. Авдеев и др., анализируя общую картину развития магматизма Казахстана от протерозоя до триаса, выделяют габбро-диорит-гранодиоритовую формацию, характеризующую позднегеосинклинальный (орогенный, по Г.Ф. Ляпичеву) этап тектоно-магматического развития.

На Алтае, в пределах Рудноалтайской структурно-формационной зоны, развита серия интрузивов среднекарбонового–нижнепермского возраста, среди которых различают габбро, гранодиориты и граниты. В свое время серия этих интрузивных образований была выделена Н.А. Елисеевым под названием змеиногорского комплекса. Впоследствии детально изучивший эти интрузивы В.С. Кузебный пришел к выводу, что они представляют собой единую габбро-гранодиорит-гранитовую формацию, характеризующую "эпигеосинклинальную" зону Рудного Алтая. Габбро-гранитовым сериям западной части Зайсанской складчатой области посвящена монография коллектива авторов (Ермолов и др., 1977), где отмечается, что одна из наиболее типич-

ных – салдырминская – серия образовалась на границе среднего и верхнего карбона в условиях орогенного режима.

Наконец, габбро-гранитовые ассоциации широко развиты в мезозойское время на Большом Кавказе в зоне Южного склона и в области его сочленения с зоной Главного хребта (Борсук, 1979). Сформировавшись в промежутке после байоса и до нижнего мела, они характеризуют этап инверсии геотектонического режима, когда длительное прогибание сменилось устойчивым воздыманием.

Таким образом, появление габбро-гранитовых ассоциаций на позднегеосинклинальном и следующем за ним этапах развития подвижных областей представляет собой общую закономерность. Закономерно и то, что эти формации приходят на смену существенно базальтоидным формациям, характерным для раннегеосинклинальных этапов.

Габбро-гранитовые ассоциации отличаются рядом особенностей. Между крайними по составу членами ассоциации (габбро и гранитами) есть вся гамма переходных разновидностей. Состав главных породообразующих минералов и их количественные соотношения закономерно меняются от габбро к гранитам. Вместе с тем габбро, габбро-диориты, диориты, гранодиориты и граниты представляют собой четко гомодромный ряд последовательных интрузивных фаз. Каждая последующая фаза в этом ряду прорывает предыдущую и содержит в себе ее ксенолиты. Широко развиты гибридные породы, свидетельствующие о том, что вещество, из которого образовались последующие фазы, интенсивно реагировало с веществом предыдущих фаз (Борсук, 1979).

Характерные особенности габбро в составе габбро-гранитовых ассоциаций удобно показать на примере типичных магматических комплексов Большого Кавказа, Зайсанской складчатой области и Урала.

В пределах зоны Южного склона Большого Кавказа, в горной части Абхазии (бассейны рек Западная и Восточная Гумиста, Авадхара, Келасури, Амтхели, Кодори) и в Сванетии (бассейн р. Ингури), широко развиты интрузивные тела, сложенные габбро, габбро-диоритами диоритами и преобладающими в количественном отношении гранитами (Борсук, 1979). В бассейнах рек Западная и Восточная Гумиста габбро слагают межпластовые интрузивные тела и пологопадающие дайки, рассекающие песчано-сланцевые отложения лейаса. Химические составы типичных пород габбро-гранитовой ассоциации представлены в табл. 63. Габбро отличаются порфировой структурой, для которой характерна мелкокристаллическая основная масса, состоящая из актинолита, мелких зерен плагиоклаза An_{60-70}, биотита и магнетита.

Порфировидные выделения представлены идиоморфным авгитом и плагиоклазом An_{65-70}. Плагиоклаз вкрапленников резко зонален; состав периферических зерен отвечает андезину. Клинопироксен порфировидных выделений часто замещается волокнистым амфиболом.

Среди габбро встречаются разновидности, содержащие как оливин (оливиновое габбро), так и кварц (кварцевое габбро). Оливин, образующий крупные выделения, почти нацело замещен иддингситом и серпентином. В остальном породы аналогичны безоливиновым разновидностям.

Кварцсодержащие габбро отличаются меньшим количеством клинопироксена и бо́льшим – роговой обманки и особенно биотита. Плагиоклаз обычно зональный: от An_{85} в ядре до An_{60} на периферии. Как правило, такие кристаллы обрастают тонкой каймой андезина An_{40-45}. Особенностью этой разновидности габбро являются микропегматитовые срастания кварца и калиево-натриевого полевого шпата.

Различные по минеральному и химическому составу разновидности габбро обнаружены в бассейне р. Кодори в составе Горабского массива.

Горабский массив. Габбро Горабского массива образуют небольшие интрузивные тела неправильной формы, дайки, а также в виде крупных ксенолитов присутствуют в массивах диоритов.

По минеральному и химическому составу среди пород, слагающих Горабский массив, М.Г. Тогонидзе различает оливиновые габбронориты и безоливиновые габбро-

Таблица 63. Химический состав типичных пород габбро-гранитовой ассоциации Большого Кавказа (Борсук, 1979)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	47,07	52,40	51,85	57,83	48,67	49,87	48,33
TiO_2	0,66	0,94	0,78	0,51	1,64	1,60	1,43
Al_2O_3	10,35	20,01	20,37	17,15	16,52	15,35	17,07
Fe_2O_3	2,08	4,50	1,92	3,09	1,65	3,21	1,61
FeO	8,01	3,60	5,73	4,43	8,14	7,24	8,22
MnO	0,1	0,14	0,43	0,18	0,16	0,23	0,23
MgO	14,14	3,10	4,23	3,01	7,26	6,03	7,06
CaO	13,51	8,29	8,23	6,40	8,25	7,99	9,96
Na_2O	1,05	2,52	2,52	3,94	3,03	3,16	2,36
K_2O	0,83	0,22	2,02	2,28	8,73	1,10	0,98
P_2O_5	–	–	0,15	0,04	–	–	–
H_2O^+	0,36	Не обн.	0,22	–	–	–	–
H_2O^-	–	–	1,94	–	–	–	–
П.п.п.	1,46	1,20	1,20	1,09	2,47	3,73	2,88
Сумма	99,81	99,99	99,98	99,95	99,51	99,82	100,04

1–4 – зона Южного склона: 1 – габбро, бассейн р. Западной Гумисты, 2 – габбро-диорит, бассейн р. Ингури, 3 – сиенит-диорит, бассейн р. Кодори, 4 – то же, гора Чумкузба; 5–7 – зона Главного хребта: 5 – мелкозернистое габбро, бассейй р. Авадхары, 6 – то же, оз. Кардавач, 7 – то же, бассейн р. Мзымты.

нориты, нориты и габбро. Обе разновидности встречены в виде обособленных участков или ксенолитов в диоритах, которыми в основном и сложен Горабский интрузив.

Оливиновые габбронориты – среднезернистые породы гипидиоморфнозернистой, габбровой, реже пойкилитовой структуры. Плагиоклаз An_{88-95}, как правило, незональный, его количество в породе колеблется от 40 до 55%. Оливин Fa_{35-40} составляет от 4 до 8%. Пироксен представлен двумя разновидностями: авгитом, составляющим 12–18% в габбро и около 2% в габброноритах, и гиперстеном, количество которого в норитах достигает 24%. Роговая обманка представлена бурой и зеленой разновидностями и составляет от 9 до 22% объема пород. В качестве акцессорных минералов в габброноритах присутствуют флогопит, магнетит, апатит.

Для оливиновых габброноритов характерны реакционные соотношения между цветными минералами. Так, оливин обрастает ромбическим пироксеном, который, в свою очередь, окаймляется клинопироксеном, а последний – роговой обманкой.

В безоливиновых габбро и габброноритах биотит становится породообразующим минералом, основность плагиоклаза снижается до An_{52-80}. Помимо этого, в породе появляется кварц и K-Na полевой шпат, образующие микропегматитовые срастания. Количество таких срастаний достигает 3–6%. Следует отметить, что состав и свойства главных породообразующих минералов в оливиновых и безоливиновых разновидностях меняются очень мало. Различия между ними устанавливаются в основном по количественному соотношению главных породообразующих минералов. Химический состав темноцветных минералов из пород габбро-гранитовой ассоциации Кардывачского массива, аналогичного Горабскому, приведен в табл. 64.

Кварцевое габбро слагает отдельные участки интрузивного массива горы Кирар в бассейне р. Ингури. М.А. Фаворская отмечает, что кварцевые габбро образуют прерывистое внешнее кольцо Кирарского интрузива, центральная часть которого сложена гранитом. В западной и юго-западной частях интрузивного массива горы Кирар, где породы кровли падают наиболее полого, кольцо габбро имеет наибольшую ширину. "Продвигаясь от этого участка к центру массива, можно наблюдать постепенные перехо-

Таблица 64. Химический состав темноцветных минералов из пород габбро-гранитовой ассоциации Кардывачского массива (по А.М. Борсуку, А.Г. Гурбанову, Д.Н. Кецховели)

Компоненты	Роговая обманка			Клинопироксен		
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	51,2	51,6	54,13	44,5	51,0	46,0
TiO_2	1,8	1,7	0,5	1,7	0,9	0,93
Al_2O_3	6,4	6,8	3,04	12,4	2,1	4,4
$FeO + Fe_2O_3$	13,8	14,20	15,16	18,2	14,1	15,0
MnO	0,2	0,15	0,41	0,2	0,43	0,23
MgO	12,4	12,3	14,0	7,3	8,9	9,6
CaO	10,8	11,0	13,08	15,0	23,9	24,5
Na_2O	1,9	1,6	0,89	–	0,65	0,47
K_2O	0,6	0,5	0,16	0,15	0,13	0,06
P_2O_5	–	0,5	–	–	–	–
Сумма	99,1	99,9	101,37	99,45	102,11	101,2

1 – мелкозернистое габбро; 2 – крупнозернистое габбро; 3 – диорит; 4 – крупнозеристое габбро; 5, 6 – габбро-диориты.

ды от габбро к породам среднего состава и далее к гранитам. Близ юго-восточной, восточной и северо-восточной окраин массива, т.е. близ наиболее крутопадающих контактов, кольцо габбро является наиболее узким, и здесь основные породы непосредственно и резко переходят в кислые, а породы среднего состава отсутствуют" (Фаворская, 1947, с. 31).

Наличие, с одной стороны, постепенных переходов от габбро к гранитам через габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты и гранодиориты, а с другой стороны, эруптивных контактов между ними является характерной особенностью взаимоотношений пород рассматриваемой габбро-гранитовой ассоциации. Ксенолиты габбро присутствуют в диоритах и гранитах. Диориты, в свою очередь, прорваны дайками и жилообразными телами гранитов. Все это не оставляет сомнения в том, что габбро и граниты в данном случае являются крайними членами единой габбро-гранитовой ассоциации (Борсук, 1979).

По петрографическим особенностям габбро Кирарского интрузива практически ничем не отличаются от габбро Горабского интрузива и массивов бассейнов рек Западной и Восточной Гумисты. Несколько отличными свойствами обладают габброиды, входящие в состав так называемой Салдырминской габбро-гранодиорит-гранитовой серии, развитой в пределах Зайсанской складчатой системы (Ермолов и др., 1977).

Салдырминская серия образовалась в конце среднего–верхнего карбона, когда режим частных инверсий сменился орогенным. Эта серия состоит из двух комплексов – аргимбайского габброидного и салдырминского гранитоидного. Аргимбайский комплекс более ранний и состоит из пород, формировавшихся в следующей последовательности: субщелочные габбро, габбро-эссекситы, слюдяные габбронориты, оливиновые габбро, диабазовые (долериты) и диоритовые (диориты) порфириты, комагматичные габброидам щелочные и щелочноземельные базальты, андезиты и трахиандезиты (табл. 65). Салдырминский комплекс в эффузивно-субвулканической фации представлен трахидацитами, риолитами, гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами и граносиенит-порфирами. Плутоническая фация объединяет граносиениты, гранодиориты, граниты и лейкократовые граниты.

Породы интрузивных и эффузивных фаций территориально сопряжены. Габброиды аргимбайского комплекса территориально тяготеют к площадям развития комагматичных с ними эффузивов средне-верхнекарбонового возраста. Интрузивы аргимбайского комплекса в верхних горизонтах представлены дайками, а на более глубоких уров-

Таблица 65. Химический состав базитов салдырминской габбро-гранодиорит-гранитовой (базальт-дацит-липаритовой) серии (Ермолов и др., 1977)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	48,91	41,97	45,49	48,65	43,53	44,28
TiO_2	1,62	1,34	1,62	0,35	1,90	1,82
Al_2O_3	17,94	14,97	16,78	20,95	13,69	13,46
Fe_2O_3	4,69	6,27	4,59	2,08	8,34	7,74
FeO	6,19	4,22	6,73	5,03	10,99	10,94
MnO	0,15	0,22	0,15	0,13	0,18	0,19
MgO	5,07	3,25	5,43	8,24	5,35	5,99
CaO	4,31	13,60	4,08	8,86	9,83	9,69
Na_2O	4,64	2,50	5,58	3,12	2,75	2,59
K_2O	1,67	1,29	1,10	0,34	0,85	1,10
P_2O_5	0,64	0,48	0,47	0,09	2,00	1,59
П.п.п.	3,94	9,16	8,24	1,28	0,05	0,56
Сумма	99,77	99,28	100,26	99,12	99,46	99,95

1–3 – базальты; 4–7 – гипабиссальные оливиновые габбронориты и оливиновые нориты; 8–10 – субвулканические субщелочные габбро, габбро-долериты, габбро-эссекситы; 11–13 – субвулканические габбро-диориты, порфировидные диориты.

нях – лополитами (Каскабулакский и Максутский массивы) или штокообразными телами (Койтасский массив).

Главной петрографической разновидностью субвулканической фации аргимбайского комплекса являются субщелочные габбро и габбро-долериты, состоящие из плагиоклаза (50–70%), клинопироксена (18–20%), бурой роговой обманки и биотита (3–7%), калиево-натриевого полевого шпата (3%), магнетита, ильменита и апатита (3%). В карбонатизированных разностях присутствует до 6% карбоната (Ермолов и др., 1977).

Плагиоклаз представлен андезином № 35–42, иногда олигоклазом № 12–15. Плагиоклаз образует призматический каркас, промежутки в котором выполнены другими минералами.

Пироксен образует как идиоморфные кристаллы, так и резко ксеноморфные зерна. Окраска его бледно-зеленая. По химическому составу выделяются собственно салиты и салиты авгитового ряда, имеющие повышенную глиноземистость. Железистость пироксенов колеблется от 26,8 до 35,9% (табл. 66).

Роговая обманка окрашена в зеленый и коричневый цвета разной интенсивности и оттенков. Коричневая разновидность образует самостоятельные выделения и каемки вокруг зерен пироксена, зеленая роговая обманка замещает пироксен и коричневый амфибол.

Биотит представлен красно-бурой разновидностью. Совместно с плагиоклазом и щелочным полевым шпатом он присутствует в основной массе некоторых габбро.

Пегматоидные габбро-эссекситы – серо-зеленые массивные породы с характерными длиннопризматическими выделениями плагиоклаза. Главный парагенезис представлен альбитизированным олигоклаз-андезином An_{20-33}, авгитом, роговой обманкой. Последняя обрастает и замещает пироксен. В промежутках между зернами пегматоидного каркаса располагается мелкозернистый агрегат микропертита, биотита и альбита. Присутствуют, кроме того, коричневый амфибол, оливин и кварц. Количество мезостазиса в разных телах колеблется от 0 до 20%.

Геологические соотношения и петролого-геохимические особенности пород салдырминского комплекса позволили описавшим их исследователям говорить о формировании его путем эволюции разнообразных магматических очагов – щелочно-базальтового и гранитоидного, сосуществовавших во времени и связанных между собой и с

7	8	9	10	11	12	13
47,42	50,47	49,53	52,36	54,24	52,86	52,97
0,88	1,57	1,37	1,75	1,20	1,40	1,05
13,33	17,26	17,16	15,76	17,18	17,40	15,42
2,96	4,39	4,93	3,30	3,26	3,70	4,09
5,17	5,29	5,03	6,10	5,08	5,38	3,95
0,22	0,14	0,11	0,14	0,11	0,15	0,12
6,55	5,13	6,31	3,64	3,62	3,95	5,70
8,50	7,10	7,30	5,77	6,27	6,73	5,24
3,26	4,29	3,25	4,90	4,13	3,94	5,11
0,19	0,90	0,95	1,94	1,75	1,76	0,68
0,12	0,44	0,49	0,68	0,59	0,44	0,38
10,56	2,62	3,49	3,00	2,27	2,18	4,98
99,16	99,60	99,92	99,34	99,56	99,89	99,83

верхними горизонтами горы едиными магмоконтролирующими структурами.

Габбро-гранитовые ассоциации широко развиты на Урале. Так, в районе г. Магнитогорска в пределах Магнитогорского рудного поля обнажается ряд массивов, сложенных породами габбро-гранитовой ассоциации (массивы Куйбасовский, Моссовский и др.). Наиболее полное описание пород этой ассоциации на Урале выполнено Г.Б. Ферштатером (1966), по материалам которого и приводится характеристика габброидов.

Интрузивные породы Магнитогорского рудного поля представляют собой гипабиссальные образования, комагматичные с развитыми здесь же эффузивами. Габброиды принадлежат к первой интрузивной фазе и залегают в пределах гранитоидных массивов. Они прорываются гранитами и подвергаются ороговикованию. В результате взаимодействия гранитов с габброидами и основными эффузивами сформировались разнообразные породы ассимиляционного происхождения.

Среди пород первой интрузивной фазы выделяются следующие разновидности: габбро, габбро-долериты, габбро-диориты, диориты и долериты. Наиболее развиты в пределах массивов габбро и габбро-долериты, а долериты встречаются исключительно в виде даек во вмещающих породах. Все они обычно тесно связаны, и петрографические границы между отдельными породами в значительной мере условны.

Габбро представляют собой средне- и крупнозернистые породы (от 2 до 10 мм и более). Состав плагиоклаза в этих породах колеблется от лабрадора An_{55} до битовнита An_{76}. Структура пород габбровая или офитовая, иногда пойкилоофитовая (обычно в разностях, переходных к габбро-долеритам). Преобладает массивная текстура, реже встречается расслоенная. Последняя обусловлена чередованием слоев, обогащенных темноцветными минералами или титаномагнетитом, с лейкократовыми полосами. Границы слоев всегда постепенные, мощность их обычно около 1 см. Особая разновидность габбро — богатые титаномагнетитом сидеронитовые габбро, встреченные в северной части Куйбасовского массива, где они постепенно переходят в залежи массивного титаномагнетита.

Габбро-долериты отличаются от габбро прежде всего меньшей зернистостью (до 2 мм). Структура пород офитовая или пойкилоофитовая. В отличие от габбро породы часто имеют порфировидную структуру, обусловленную наличием более крупных зерен плагиоклаза, которые иногда образуют трахитоидную текстуру.

Таблица 66. Химический состав клинопироксенов из гипабиссально-субвулканических габброидов аргимбайского комплекса (Ермолов и др., 1977)

Компоненты	1 (75)	2 (79)	3 (81)	4 (85)	5 (77)	6 (78)	7 (82)
SiO_2	47,90	50,43	49,66	47,76	45,22	49,18	46,97
TiO_2	1,44	1,22	1,30	1,36	1,86	1,50	1,50
Al_2O_3	3,83	3,01	2,63	4,31	6,98	2,82	4,08
Fe_2O_3	3,45	3,49	3,35	4,41	4,93	4,03	3,98
FeO	7,46	6,88	6,88	7,74	7,04	8,34	6,32
MnO	0,32	0,29	0,27	0,18	0,32	0,38	0,15
MgO	13,58	13,38	15,11	13,0	12,99	12,34	13,12
CaO	18,13	18,60	19,67	18,13	17,36	18,60	20,31
Na_2O	0,57	0,69	0,62	0,56	0,49	0,66	0,58
K_2O	–	–	–	0,92	–	–	–
F	–	–	–	0,08	–	–	–
Cl	–	–	–	0,2	–	–	–
LiO_2	0,017	0,007	0,006	0,01	0,023	0,011	0,013
П.п.п.	1,86	1,42	1,0	1,92	2,71	1,46	1,70
Сумма	98,56	99,42	100,49	100,38	99,92	99,32	98,72
f	30,02	29,5	26,8	33,4	32,7	35,0	29,7

1–5 – мелкозернистые субщелочные габбро и габбро-долериты; 6 – мелкозернистое субщелочное лейкогаббро; 7 – пегматоидное эссекситовое габбро.

Примечание. Здесь и в табл. 67 в скобках приведены авторские номера анализов.

За пределами массивов в небольших жильных телах габбро-долериты часто переходят в долериты и долеритовые плагиоклазовые порфириты с долеритовой или долеритопилотакситовой структурой основной массы.

Диориты, генетически связанные с первой интрузивной фазой, встречаются либо в виде небольших силловых залежей во вмещающих породах, либо внутри интрузивных массивов, где они постепенными переходами связаны с габбро. Структура пород большей частью офитовая, реже гипидиоморфнозернистая. В последнем случае от диоритов, связанных со второй фазой, диориты первой интрузивной фазы отличаются отсутствием зонального плагиоклаза и кварца. Обычно плагиоклаз в них более кислый, чем в габбро, а количество темноцветных минералов меньше. Как правило, появление кварца в габброидах связано с влиянием гранитной интрузии.

Основные минералы пород первой интрузивной фазы: плагиоклаз, клинопироксен, роговая обманка, биотит и титаномагнетит. Акцессорные минералы в габброидах представлены титанитом и апатитом. Первый в наибольших количествах встречается в габбро на горе Малый Куйбас, где высокие его концентрации приурочены к лейкократовым разновидностям.

В отдельных шлифах габбро были встречены оливин, гиперстен, кварц, ортоклаз (тонкие неправильные каймы вокруг плагиоклаза). На горе Малый Куйбас были обнаружены габбронориты (Нур до 30% всех темноцветных); по-видимому, они не играют большой роли среди пород I фазы.

Плагиоклаз габброидов редко бывает зональным. Зональные плагиоклазы появляются лишь в ороговикованном габбро, образующем ксенолиты в гранитоидах. Зерна такого плагиоклаза имеют небольшой размер (до 1 мм) и изометричную форму. Двойниковое строение в них очень тонкое и часто вообще не заметно даже при больших увеличениях. Состав таких плагиоклазов меняется от лабрадора в ядре до олигоклаза № 16–20 по периферии зерен.

Моноклинный пироксен – наиболее распространенный темноцветный минерал габ-

Таблица 67. Химический состав клинопироксенов из габброидов первой интрузивной фазы Куйбасовского массива (Ферштатер, 1966)

Компоненты	1 (3)	2 (5)	3 (13)	4 (28)
SiO_2	51,72	49,42	47,14	49,06
TiO_2	–	–	0,06	1,37
Al_2O_3	1,0	4,77	5,24	4,98
Fe_2O_3	2,14	3,95	7,26	4,79
FeO	5,75	6,25	6,30	5,03
MnO	0,2	0,2	0,72	0,22
MgO	13,77	14,31	13,2	10,16
CaO	23,6	17,91	16,01	22,24
Na_2O	1,13	1,90	2,67	1,04
K_2O	–	–	0,55	–
П.п.п.	0,59	1,51	0,95	–
H_2O	–	–	–	0,84
CO_2	–	–	–	0,31
Cr_2O_3	–	–	–	0,11
V_2O_5	–	–	–	0,06
Сумма	99,91	100,32	100,1	100,21
Wo	49	39	36	51
En	39	44	41	32
Fs	12	17	23	17

1 — авгитовый диорит, отроги горы Березовой; 2 — авгитовый диорит, гора Магнитная; 3 — диабаз (долерит) из дайки, рудник Дальний; 4 — габбро-диабаз (габбро-долерит), гора Малый Куйбас.

броидов. Образует крупные зерна (размером до 1 см), обычно ксеноморфные по отношению к плагиоклазу, под микроскопом зеленого или светло-зеленого цвета. С увеличением содержания SiO_2 в породе железистость пироксенов возрастает. Химический состав клинопироксенов приведен в табл. 67.

Роговая обманка также широко распространена в габброидах. Преобладает зеленая либо буровато-зеленая роговая обманка. В большинстве случаев в ней удается наблюдать реликты моноклинного пироксена.

Биотит в габбро также развит достаточно широко. Обычно он замещает пироксен, образуя вокруг него каймы в ассоциации с магнетитом. Кроме того, местами биотит (иногда также в ассоциации с магнетитом) слагает прожилковидные и неправильной формы участки. Интересно отметить, что биотит наблюдается в габбро в том случае, если оно не ороговиковано и не затронуто процессами ассимиляции.

Количество титаномагнетита в габброидах колеблется в широких пределах. Наибольшие колебания в содержании титаномагнетита отмечаются в габбро на горе Малый Куйбас. Здесь наряду с лейкократовыми участками типа анортозитов, почти не содержащими титаномагнетита, встречаются габбро с высоким его содержанием. Среди последних выявлены титаномагнетитовые рудные тела. Размеры их невелики – около 120 м по простиранию при мощности до 15 м. Они связаны с габбро постепенными переходами через зоны с повышенным содержанием титаномагнетита.

Ильменит обычно образует тончайшую сетку в магнетите, реже встречается в виде более крупных, параллельно ориентированных пластинчатых вростков. В габбро горы Малый Куйбас, помимо титаномагнетита, в небольшом количестве отмечается ильменит в виде обособленных зерен (в среднем около 2%). В виде единичных зерен ильменит отмечается в габбро-диабазах (габбро-долеритах) и на горе Магнитной. В околорудных габбро Малого Куйбаса титаномагнетит содержит 6,82–13,23% TiO_2 (в среднем

10,82%), 0,28–0,93% V_2O_5 (в среднем 0,73%). Помимо ильменита, в титаномагнетите определены ульвошпинель и шпинель (герцинит).

Вероятной моделью петрологического процесса, в результате которого образовались породы габбро-гранитовых ассоциаций, могло быть прогрессивное ("продвинутое") плавление. Начавшись в верхней мантии и постепенно распространяясь на все более высокие горизонты земной коры, такое плавление должно было привести к раннему появлению базальтовых выплавок (габбро- и габбро-диоритовые члены ассоциаций). По мере вертикального перемещения зоны магмогенерации менялся состав плавящихся субстратов и падала температура магматического фронта, в результате чего состав выплавок должен был смещаться в гранитную часть ряда. Интенсивное взаимодействие между вновь образующимся расплавом и выделяющимся из него флюидом и продуктами кристаллизации расплава, возникшими ранее, обусловливает широкое развитие гибридных пород. Близкие по типу модели образования габбро-гранитовых ассоциаций предлагались Ю.А. Кузнецовым и Э.П. Изохом, В.С. Кузебным и др.

Другие исследователи полагают, что кристаллизационная дифференциация первоначально базальтового расплава в сочетании с процессами ассимиляции и гибридизма могла обеспечить появление габбро-гранитовых ассоциаций.

ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ В СОСТАВЕ ОРОГЕННЫХ И АКТИВИЗАЦИОННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Для орогенных и активизационных магматических комплексов характерны два типа ассоциаций: 1) субщелочные базальт-трахибазальт-трахитовые (вулканические) и эссексит-тешенит-трахитовые (субвулканические); 2) базальт-андезит-дацит-риолитовые (известково-щелочной серии).

Среди рассматриваемых субщелочных ассоциаций преобладают субщелочные оливиновые базальты. Нередко с ними пространственно и во времени связаны комагматичные интрузивные породы.

Базальт-трахибазальт-трахитовые ассоциации проявляются в относительно небольших масштабах и чаще всего обнаруживают связь с зонами глубинных разломов, поэтому поля распространения этих пород имеют вытянутую форму. Их формирование происходило преимущественно в период тектоно-магматической активизации с докембрия до кайнозоя.

Иногда базальт-трахибазальтовые и эссексит-тешенит-трахитовые ассоциации проявляются в местах сводовых поднятий (Алданский щит), в тектонических депрессиях и впадинах (Гусиноозерская в Западном Забайкалье), а также в узлах пересечения зон глубокого заложения (Восточные Саяны). Известны базальт-трахибазальтовые ассоциации на активизированных платформах (Кольский полуостров) и в рифтовых структурах (Восточное Забайкалье и др.).

Породы этих ассоциаций обычно прорывают вулканогенно-осадочные толщи, а также залегают на соленосных, песчано-конгломератовых и угленосных толщах.

Раннекембрийские ассоциации представлены вулканическими и субвулканическими образованиями, среди которых наиболее широко распространены субщелочные оливиновые базальты и трахибазальты. Они ассоциируют с гипабиссальными породами – сиенит-порфирами, альнеитами, эссекситами, слагающими дайки, силлы, штокообразные тела; им сопутствуют количественно резко подчиненные щелочные базальтоиды – тефриты и нефелиниты. Подобные ассоциации известны на западном склоне Приполярного Урала в бассейнах рек Сеть, Вангырью, Потымь (Голдин, Пучков, 1974).

На Среднем Урале вулканическая и субвулканическая субщелочные основные ассоциации формировались в ордовике–силуре на стыке Предуральского передового хребта и Уралтауского антиклинория (Остроумова, Румянцева, 1967). Вулканические породы там залегают в виде лавовых потоков, гипабиссальных тел или крупноглыбовых жерло-

вых агломератовых туфов. Среди них преобладают оливиновые гиаломеланефелиниты (лимбургиты), трахибазальты и эссекситы, которым подчинены трахиандезибазальты, тешениты, пикриты.

На Северо-Востоке СССР (хр. Черского) развита трахибазальт-трахитовая ассоциация ордовикского возраста. Ее формирование контролировалось зоной глубинных разломов, которая в ордовике отделяла древнюю жесткую глыбу Колымского срединного массива от Яно-Колымской геосинклинали. Вулканические породы здесь ассоциируют с терригенными и кремнистыми породами. Ассоциация представлена в основном вулканическими образованиями – трахибазальтами и трахитами.

Среди палеозойских базальт-трахибазальт-трахитовых субщелочных ассоциаций наибольший интерес представляют девонские ассоциации, широко развитые в Кузнецком Алатау, Восточном Саяне, Донбассе, Белоруссии и Южном Казахстане.

В северо-западной части Восточного Саяна магматическая деятельность в среднем девоне выразилась в поступлении базальтовой магмы повышенной щелочности, образовавшей как эффузивные потоки, так и интрузивные тела. Среднедевонские вулканические и субвулканические породы здесь представлены главным образом субщелочными оливиновыми долеритами, эссекситами, трахибазальтами, трахитами, иногда фонолитами. Эффузивные толщи залегают в основном по периферии девонских впадин, где выполняют ядра мульд. Здесь же встречаются интрузивные аналоги среднедевонских субщелочных оливиновых базальтов – дифференцированные серии габброидов кадырского комплекса (субщелочные титанавгитовые оливиновые габбро, бесфельдшпатоидные эссекситы и шонкиниты, щелочные сиениты).

Базальт-трахитовая ассоциация Чебаково-Балахтинской впадины в Восточном Саяне контролируется узлами пересечения зон глубинных разломов. Преобладающими среднедевонскими эффузивами здесь являются субщелочные оливиновые базальты, характерные вообще для вулканического пояса, обрамляющего Минусинскую впадину. Им подчинены трахибазальты, трахиты и фонолиты.

Среднепалеозойские базальт-трахибазальт-трахитовые ассоциации широко развиты на северо-восточной и восточной окраинах Кузнецкого Алатау в пределах Назаровской и Чулымо-Енисейской впадин, где они приурочены к глубинным разломам и тесно пространственно и генетически связаны с щелочными базальтоидами. В посторогенный этап развития данного региона, в период тектоно-магматической активизации, формировалась также базальт-трахитовая ассоциация Талановского грабена, представленная субщелочными оливиновыми базальтами, трахибазальтами, трахитами, иногда фонолитами.

Для ассоциации в целом наиболее характерны субщелочные оливиновые базальты; встречаются также эссексит-порфиры, трахибазальты, трахиандезибазальты и трахиты. В тесной пространственной связи с породами данной ассоциации находятся мелилитовые и нефелиновые, нефелин-анальцимовые тефриты, берешиты, нефелиниты, фонолиты – представители щелочно-базальтоидной ассоциации.

Исключительно интересной провинцией, где широко проявлены разновозрастные базальт-трахибазальт-трахитовые ассоциации, является Казахстан. В Западном Казахстане известна девонская ассоциация (Нурлыбаев, 1973), представленная вулканическими (трахибазальт, трахиандезит, щелочной трахит) и интрузивными (эссексит, субщелочное габбро, монцонит, сиенит) образованиями. На территории Восточного Казахстана девонские и пермо-триасовые ассоциации представлены трахибазальтами, трахиандезитами, эссекситами, монцонитами, щелочными сиенитами, тесно пространственно и, по-видимому, генетически связанными с калиевыми щелочными базальтоидами.

В Южном Казахстане ассоциация пермо-карбонового возраста представлена аксу-бадамским (западно-таласским) комплексом трахибазальтов, щелочных трахитов, трахиандезитов, а также калиевыми щелочными породами – лейцititами, лейцитовыми тефритами и др. Пространственно и генетически с вулканическими породами связаны интрузивные образования – шонкиниты, фергуситы, лейцитовые и щелочные сиениты, монцониты и др.

Своеобразно проявлены девонские базальт-трахибазальтовые ассоциации в Донбассе и Белоруссии, где их формирование происходило в платформенную стадию развития регионов.

В пределах Днепровско-Донецкой впадины интенсивный вулканизм, завершившийся формированием трахибазальт-трахиандезит-трахитовой ассоциации, сопровождал развитие древнего рифта. Наиболее широко здесь распространены субщелочные оливиновые базальты, которым подчинены щелочные пикриты, пикробазальты (анкарамиты), трахибазальты. В ассоциации с субщелочными породами встречаются нефелиниты, лейциты и др.

На границе Донбасса и Приазовского блока в среднем девоне широко проявился субщелочной и щелочной базальтоидный вулканизм с образованием покровов оливиновых гиаломеланефелинитов (лимбургитов), трахибазальтов, трахиандезибазальтов, трахитов, с которыми нередко ассоциируют интрузивные субщелочные и щелочные породы (пироксениты, субщелочные габбро, слюдяные пикриты, малиньиты, шонкиниты и др.).

В юго-восточной части Белоруссии, в зоне сочленения Припятской и Днепровско-Донецкой впадин, известна верхнедевонская трахибазальт-трахитовая ассоциация. Вулканические и субвулканические тела здесь сложены щелочными и субщелочными трахитами, трахидацитами, трахибазальтами в ассоциации со щелочными породами – нефелинитами, лейцититами, интрузивными шонкинитами и др. В районе Ловозерского массива (Кольский полуостров) в верхнем палеозое (D–P) проявился вулканизм с образованием базальт-долерит-трахитовой ассоциации. Наиболее широко здесь распространены афировые субщелочные оливиновые базальты, трахиандезиты, щелочные трахиты; им подчинены эссексит-порфиры, пикриты, пикробазальты (анкарамиты), гиаломеланефелиниты (авгититы), оливиновые гиаломеланефелиниты (лимбургиты), долериты.

Мезозойские и кайнозойские базальт-трахибазальт-трахитовые и эссексит-тешенит-трахитовые ассоциации распространены более широко, чем палеозойские.

На границе палеозоя и мезозоя в пермско-триасовое время возникла субвулканическая эссексит-тешенитовая формация Омолонского района на Северо-Востоке СССР, описанная Ю.А. Билибиным. Ее формирование происходило на границе Омолонской глыбы и Верхоянской геосинклинали. Породы залегают в виде даек либо в форме пластовых интрузий. В ассоциации объединены породы, довольно сильно варьирующие как по структуре, так и по составу. В субщелочных и щелочных субвулканических породах (эссексит, тешенит, тингуаит и др.) наряду с пироксеном, плагиоклазом, калиево-натриевым полевым шпатом присутствуют цеолиты и анальцим. Вмещающими чаще всего являются известняки карбона и перми, но иногда субвулканические породы залегают и среди более древних эффузивных образований девона.

В мезозойское (юра) время субщелочная трахит-трахиандезитовая ассоциация, согласно А.Н. Кичигину, проявилась на восточной окраине Алданского щита. Вулканические породы здесь развиты в пределах мезозойского сводового поднятия. Вулканогенная толща сложена многократно перемежающимися лавовыми потоками, лавобрекчиями, туфами и агломератами, а также осадочными и вулканогенно-осадочными породами. Ассоциация представлена трахитами, андезит-трахитами, интрузивными субщелочными и щелочными габброидами и базальтоидами.

В Западном Забайкалье, в Удинско-Хилокском районе, по данным А.А. Арсеньева и Е.А. Нечаевой, довольно широко развиты мезо-кайнозойские вулканогенные образования, представленные субщелочными оливиновыми базальтами, долеритами, трахидолеритами, тешенитами. Они почти всегда приурочены к депрессиям, выполненным верхнемезозойскими и кайнозойскими отложениями.

Мезо-кайнозойский вулканизм активно проявился также в субплатформенной геологической структуре Саяно-Байкальской горной области в межгорных впадинах. Последние имеют линейный характер и обычно отделены от прилегающих поднятий разломами. В забайкальских мезозойских впадинах широко развиты субщелочные оливиновые

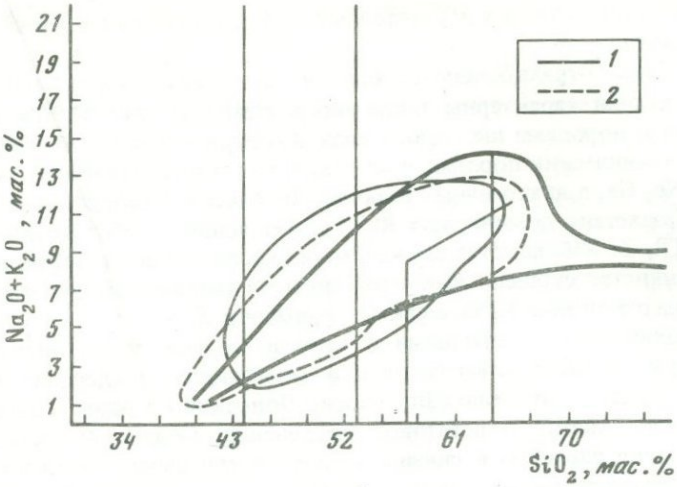


Рис. 55. Положение вулканических пород мезо-кайнозойских (*1*) и палеозойских (*2*) субщелочных ассоциаций на диаграмме SiO_2 – (Na_2O+K_2O)

Регионы распространения: *1* – Алдан, Забайкалье, Казахстан, Восточный Саян, Северо-Восток СССР, Кавказ, Монголия и др.; *2* – Урал, Восточный Саян, Северо-Восток СССР, Кузнецкий Алатау, Днепрово-Донецкая впадина, Белоруссия, Кольский полуостров и др.

базальты, трахибазальты, а также субвулканические образования – лимбургиты, трахидолериты, эссекситы, тешениты, пуласкиты.

Породы базальт-трахибазальт-трахитовых и базальт-эссексит-тешенит-трахитовых ассоциаций характеризуются повышенной (по сравнению с нормальными) и более низкой (по сравнению со щелочными породами) щелочностью при преобладании натрия над калием, а также повышенной ролью титана и железа. Что касается породообразующих минералов, то для них характерны железистый оливин и титанавгит (субщелочной оливиновый базальт, трахибазальт), эгирин-авгит или эгирин (трахит), керсутит, иногда биотит. Среди салических минералов главная роль принадлежит плагиоклазу (лабрадор, битовнит); в более кислых разновидностях появляются щелочной полевой шпат, иногда фельдшпатоиды (нефелин, анальцим, реже лейцит). Содержание последних не превышает 5%.

Вулканические и субвулканические субщелочные основные породы в пределах ассоциаций образуют непрерывно-дифференцированные магматические серии, в составе которых присутствуют основные (реже ультраосновные), средние и редко кислые субщелочные породы. В подобных сериях встречаются щелочные породы (рис. 55), а породы нормального ряда довольно редки.

При сопоставлении разновозрастных ассоциаций выявилась некоторая специфика состава пород по соотношению щелочей. Так, например, среди палеозойских ассоциаций доминируют калиево-натриевые породы с резким преобладанием натрия над калием, а калиевые породы практически отсутствуют. В то же время в мезозойских и кайнозойских породах (Северо-Восток СССР, Кавказ и др.) роль калия заметно возрастает.

Выше уже отмечалось, что палеозойские субщелочные ассоциации заметно обеднены щелочными породами по сравнению с мезо-кайнозойскими ассоциациями (см. рис. 55). По-видимому, ко времени формирования палеозойских и мезо-кайнозойских ассоциаций степень консолидации геотектонических структур была различной. В мезо-кайнозое в пределах жестких стабильных структур возникали глубинные разломы, способствующие проникновению в земную кору глубинных базальтовых магм повышенной щелочности. Это накладывало соответствующий отпечаток на вещественный состав пород. В пределах ассоциаций возникали полнодифференцированные естественные серии

субщелочных и сопутствующих им щелочных пород, в которых возрастала роль щелочей, особенно калия.

Для пород базальт-трахибазальт-трахитовых и базальт-эссексит-тешенитовых субщелочных ассоциаций характерны такие микроэлементы, как Nb, Ta, Zr, Ti, Ga, Ba, что сближает их с породами щелочного ряда. Так, например, в субщелочных вулканических и субвулканических породах Приполярного и Среднего Урала повышены содержания Ti, Zr, Nb, Ga, в аналогичных породах Донбасса и Белоруссии – Nb, Zr, La, Ba, а в породах Казахстана доминируют Rb, Cs. Тенденция к обогащению субщелочных пород Nb, Ta, TR, Zr наблюдается также в молодых ассоциациях Забайкалья. Характерно, что в большинстве субщелочных серий по мере увеличения щелочности пород возрастают величина отношения K/Na, а также содержание Zr.

С базальт-трахибазальт-трахитовыми и эссексит-тешенит-трахитовыми субщелочными ассоциациями связаны ильменитовое и гематитовое оруденение (Приполярный Урал и Средний Урал). В пределах Днепровско-Донецкой впадины с ними ассоциируют флюорит и ртуть. Апатит-магнетитовое оруденение, медная минерализация, ртуть, вермикулит, корунд известны в связи с калиево-натриевыми и калиевыми субщелочными породами Казахстана.

Возникновение пород базальт-трахибазальт-трахитовых ассоциаций связывается с процессом глубинной (верхнемантийной) дифференциации оливин-базальтовой магмы повышенной щелочности. На примере наиболее типичной базальт-трахибазальт-трахитовой (субщелочной) ассоциации Кузнецкого Алатау будут рассмотрены особенности состава субщелочных пород и условия их формирования.

В Кузнецком Алатау, особенно в его северо-восточной части, в девоне широко проявился базальтовый магматизм. В это время регион представлял собой консолидированную посторогенную структуру, расчлененную на ряд приподнятых и относительно опущенных блоков и депрессий. Нижне-среднедевонские вулканические образования тяготеют преимущественно к зонам разломов. Почти синхронно с ними формировались субвулканические и плутонические комагматичные щелочные и субщелочные основные породы. Вулканогенные толщи северо-восточной части Кузнецкого Алатау (Назаровская и Чулымо-Енисейская впадины) характеризуются сложным строением и составом. Наблюдаются многократные чередования в разрезах основных (реже ультраосновных и средних) эффузивов субщелочного и щелочного состава. Так, например, в одной вулканогенной свите одновременно присутствуют пикриты, пикробазальты, базальты, субщелочные оливиновые базальты и долериты, тефриты, трахибазальты, андезибазальты, трахиты и фонолиты. Помимо покровов, в строении вулканогенных толщ принимают участие дайки, пластовые залежи, интрузивные тела (преимущественно штоки), сложенные породами, близкими по составу к вулканическим образованиям.

Многими исследователями (Лучицкий, 1960; Андреева, 1973) установлено, что наиболее распространенными вулканическими породами данной провинции являются субщелочные оливиновые базальты. За ними следуют трахибазальты и трахиандезиты, которым резко подчинены пикриты и трахиты. Щелочные вулканические образования (тефриты, нефелиниты, фонолиты) еще более редки, а в некоторых разрезах вулканогенных толщ и вовсе отсутствуют.

Субщелочные оливиновые базальты – полнокристаллические породы с типичной офитовой структурой, варьирующим содержанием оливина или продуктов его замещения, постоянным присутствием плагиоклаза (лабрадора, реже битовнита), моноклинного пироксена (титанавгита) и акцессорных минералов – апатита и титаномагнетита. Породы чаще всего свежие. Вторичные минералы предствлены хлоритом, серпентином, иддингситом, карбонатами, альбитом, гидроокислами железа.

Плагиоклаз (лабрадор) и пироксен (титанавгит) составляют главную часть породы, в которой рассеяны различной величины идиоморфные зерна оливина, по составу отвечающего гиалосидериту. Ксеноморфные образования пироксена более крупные,

Таблица 68. Химический состав пород базальт-трахибазальт-трахитовой ассоциации Кузнецкого Алатау

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	46,39	45,56	45,70	49,93	50,54	52,77	54,40	55,19
TiO_2	1,49	1,39	1,59	1,74	1,80	2,30	0,33	0,25
Al_2O_3	16,79	15,66	17,60	20,47	17,48	16,36	19,57	20,34
Fe_2O_3	6,96	7,71	8,72	6,18	5,64	6,78	6,30	5,25
FeO	5,80	3,93	2,77	3,24	5,49	2,59	1,56	1,59
MnO	0,22	0,20	0,10	0,38	0,20	0,40	0,15	0,11
MgO	6,05	7,77	6,21	3,21	4,07	0,25	0,60	1,08
CaO	12,71	13,01	9,46	9,61	9,22	4,37	4,46	2,60
Na_2O	2,52	2,90	2,76	3,15	3,14	3,20	5,48	6,51
K_2O	0,92	1,30	0,63	1,67	2,19	3,73	4,01	3,66
P_2O_5	0,13	0,16	0,22	0,42	0,22	1,91	0,70	0,19
H_2O^+	Нет данных	Нет данных	1,67	Нет данных	Нет данных	2,54	1,86	1,92
H_2O^-	То же	То же	1,48	То же	То же	Не обн.	0,34	0,10
Сумма	”	”	99,91	”	”	100,67	100,07	100,22
Число анализов	13	2	1	2	3	1	1	1

1–3 – субщелочные базальты; 4–6 – трахибазальты; 7, 8 – трахиандезибазальты.

Примечание. Дополнительно присутствуют (в мас. %): SrO 0,081 (ан. 3); BaO 0,032 (ан. 3); Li_2O 0,0009 (ан. 3); Rb_2O 0,0012 (ан. 3); Cs_2O 0,0004 (ан. 3); NiO 0,0038 (ан. 3); CoO 0,0042 (ан. 3); Nb_2O_3 0,012 (ан. 3); Ta_2O_5 0,002 (ан. 3); Cr_2O_3 0,013 (ан. 3); V_2O_5 0,035 (ан. 3); S 0,06 (ан. 3); Cl 0,03 (ан. 3); F 0,37; 0,8; 0,16; 0,37 (ан. 3, 6, 7, 8); CO_2 0,70; 2,69; 0,21; 1,21 (ан. 3, 6, 7, 8). Ан. 1, 2, 4, 5 – по В.С. Гладких, 3 – по Е.Д. Андреевой, 6–8 – по Л.С. Бородину и В.С. Гладких.

чем плагиоклаз и оливин; это приводит к образованию пойкилитовых структур, характерных для данных пород. Пироксен лиловатой окраски, со слабым плеохроизмом. В идиоморфном плагиоклазе иногда наблюдается слабо заметная зональность с основным ядром (An_{75}) и более кислыми краями (An_{60}); минерал изменен слабо.

Химический состав субщелочных оливиновых базальтов приведен в табл. 68; положение этих пород на классификационной диаграмме показано на рис. 56. По соотношению кремнезема и щелочей субщелочные оливиновые базальты укладываются в поле с содержаниями SiO_2 от 44 до 48 и $Na_2O + K_2O$ от 3,0 до 6,0%. Натрий значительно преобладает над калием (см. табл. 68). Для субщелочных оливиновых базальтов характерна несколько повышенная роль глинозема (15–22%), титана (1–1,5%), кальция (8–13%). Содержание магния колеблется довольно широко (1–10%), что тесно связано с вариациями количества оливина в породе. Сумма железа довольно постоянна (10–12%), соотношения закисной и окисной форм переменны.

Трахибазальты распространены меньше; они отличаются от рассмотренных выше пород, с которыми довольно часто ассоциируют, присутствием щелочного полевого шпата. Последний либо окаймляет лейсты плагиоклаза (чаще всего андезина), либо располагается в промежутках между ними. Пироксен – титанавгит, реже эгирин-авгит. Оливина обычно мало, или он отсутствует. Иногда в породе появляются единичные зерна нефелина, чаще всего замещенного канкринитом, цеолитами или гидрослюдами. Трахибазальты почти всегда свежие, не затронуты вторичными изменениями. По характеру вкрапленников среди них выделяются оливин-пироксен-амфиболовые (керсутитовые) и андезиновые (гавайиты) разновидности. Из акцессорных минералов в основной массе присутствуют иголочки апатита и округлые зерна ильменита, превращенного в лейкоксен.

По соотношению кремнезема и щелочей эти породы на классификационной диаграм-

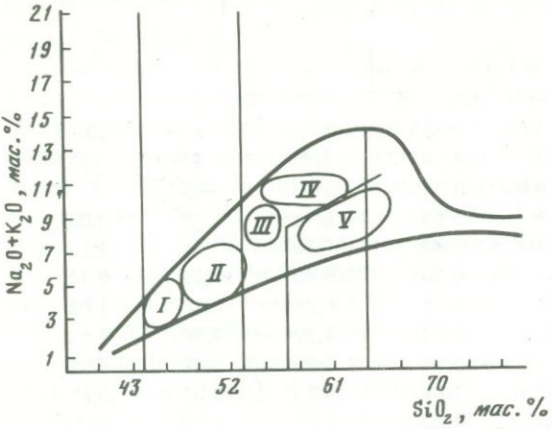


Рис. 56. Поля составов субщелочных пород базальт-трахибазальт-трахитовой ассоциации Кузнецкого Алатау

I – субщелочные оливиновые базальты; *II* – трахибазальты; *III* – трахиандезибазальты; *IV* – трахиты; *V* – трахиандезиты

ме занимают поле, соответствующее субщелочным основным породам с колебаниями содержания SiO_2 от 48 до 53% и суммы щелочей от 4 до 7% (см. рис. 56). В отличие от субщелочных оливиновых базальтов в них более высокое содержание кремнезема и щелочей, особенно калия, но меньше магния и кальция. Количество титана и глинозема меняется слабо (см. табл. 68).

Трахиандезибазальты еще более редки; они обычно мелкозернистые с хорошо выраженной трахитоидной структурой благодаря линейной ориентировке мелких лейст плагиоклаза (андезина, лабрадора, иногда олигоклаза), между которыми расположены многочисленные зерна пироксена (эгирин-авгита), а также титаномагнетита и продуктов их разложения. Постоянно присутствует щелочной полевой шпат, заполняющий промежутки между лейстами плагиоклаза. По соотношению кремнезема и щелочей они занимают поле среди средних пород субщелочного ряда с SiO_2 от 54 до 56 и $Na_2O + K_2O$ от 8 до 10% (см. рис. 56). По сравнению с трахибазальтами это более кислые породы с более высоким содержанием глинозема и щелочей (как калия, так и натрия). Они малотитанистые, низкомагнезиальные, с меньшим содержанием железа и кальция.

Трахиты – так же мало распространенные лейкократовые (розоватые) породы с порфировой структурой, относительно хорошо раскристаллизованы, но, как правило, интенсивно изменены. Вкрапленники состоят из пластинчатых лейст щелочного полевого шпата бурого цвета, редких мелких зерен хлортизированного пироксена. Основная масса трахитоидная, представлена преимущественно микролитами полевого шпата.

Трахиандезиты – довольно типичные породы для девонских вулканогенных толщ северо-восточной части Кузнецкого Алатау. Они хорошо различаются благодаря розоватой или буровато-красноватой, реже темно-лиловой или бурой окраске за счет присутствия кирпично-красных или желтоватых вкрапленников полевого шпата (олигоклаза, реже альбита или андезина) в плотной основной массе. В зернах плагиоклаза часто включены тонкие антипертитовые вростки калиевого полевого шпата, самостоятельные вкрапленники которого довольно редки. Темноцветные минералы (биотит, амфибол) почти полностью замещены хлоритовым агрегатом. Плагиоклаз сдвойникован, обычно замещен серицитом. Среди рассмотренных выше пород трахиандезиты – наиболее кислые образования; они целиком расположены в поле средних пород субщелочного ряда. Высокие содержания кремнезема и наиболее низкие – титана отличают их от других пород ассоциации.

Рассмотрение пород базальт-трахибазальт-трахитовой ассоциации Кузнецкого Алатау показало, что они представляют собой единую магматическую серию пород субщелочного ряда, включающую субщелочной оливиновый базальт, трахибазальт, трахиандезибазальт, трахит, трахиандезит. В отличие от щелочно-базальтоидной серии (тефриты–фонолиты), с породами субщелочной серии почти никогда не ассоциируют ультраосновные породы.

В целом между девонскими вулканическими образованиями субщелочного и щелочного рядов имеется много общего в минеральном и химическом составе, что в опре-

Таблица 69. Содержание летучих компонентов и микроэлементов в субщелочных оливиновых базальтах Кузнецкого Алатау и Забайкалья (по Е.Д. Андреевой)

Компоненты	Кузнецкий Алатау (палеозой)	Забайкалье (кайнозой)	Компоненты	Кузнецкий Алатау (палеозой)	Забайкалье (кайнозой)
Cl	0,03	0,02	NiO_2	0,0038	0,025
F	0,037	0,038	CoO	0,0042	0,0061
P_2O_5	0,22	0,40	Cr_2O_3	0,0013	0,049
CO_2	0,70	0,54	V_2O_5	0,035	0,038
S	0,06	0,01	BaO	0,032	0,030
H_2O	3,15	1,22	SrO	0,081	0,069
Nb_2O_5	0,012	0,035	Li_2O	0,0009	0,0015
Ta_2O_5	0,002	0,005	Rb_2O	0,0012	0,0023
ZrO_2	0,02	0,08	Cs_2O	0,0004	0,0003
TR_2O_3	0,004	0,005			

деленной степени указывает на близость во времени их возникновения. Их формирование можно рассматривать как результат дифференциации единого магматического очага путем последовательной эволюции базальтовой магмы повышенной щелочности, приведшей к смене субщелочных пород щелочными.

В этом плане важно подчеркнуть, что в большинстве случаев типоморфным минералом субщелочных и щелочных пород является пироксен близкого состава (титанавгит или эгирин-авгит). В то же время существенным отличием всех девонских вулканогенных пород являются вариации содержания фельдшпатоидов (в основном нефелина). В породах субщелочной базальт-трахибазальт-трахитовой ассоциации он либо отсутствует, либо его содержание не превышает 5%, тогда как в щелочных породах это главный породообразующий минерал.

Почти все исследователи девонского вулканизма (Лучицкий, 1960; Андреева, 1973 и др.) отмечали преобладание в вулканических толщах основных пород – субщелочных оливиновых базальтов и трахибазальтов. От них имеются переходы к менее распространенным породам – трахитам и фонолитам, что позволяет полагать в качестве исходной магму, по составу отвечающую оливиновому базальту повышенной щелочности. Геохимически такая магма может быть приближенно охарактеризована по ряду микроэлементов и летучих компонентов в субщелочном оливиновом базальте – наиболее типичной и преобладающей породе всех рассмотренных выше субщелочных ассоциаций Кузнецкого Алатау и Забайкалья. Как видно из табл. 69, порядок цифр, отражающих содержание микроэлементов и летучих в субщелочном оливиновом базальте двух регионов, очень близок. Повышенные на порядок содержания Ni и Cr в кайнозойском субщелочном оливиновом базальте Забайкалья, по-видимому, свидетельствуют о более глубинном положении магматического очага.

БАЗИТЫ В АССОЦИАЦИЯХ ПОРОД НОРМАЛЬНОЙ И ПОВЫШЕННОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ

Базитовые ассоциации в составе Охотско-Чукотского вулканического пояса. Этот пояс представляет собой крупную структуру наложенного типа, расположенную на северо-востоке Азиатского континента. Он протягивается более чем на 3000 км от пос. Аян на юго-западе до Берингова пролива на северо-востоке, разделяя области мезозойской и кайнозойской складчатости. Охотско-Чукотский пояс сложен наземными вулканическими и плутоническими ассоциациями орогенного типа, совместно с которыми, но в резко подчиненном количестве встречаются континентальные,

Таблица 70. Схема последовательности формирования и количественных соотношений пород орогенного этапа развития Охотско-Чукотского вулканического пояса (по Е.К. Устиеву)

Временной интервал	Ассоциация	Магматическая серия	Породы, об. %
Палеоген (даний–палеоцен)	Трахибазальт-трахиандезибазальтовая	K-Na субщелочная	Субщелочные базальты, трахибазальты, трахиандезибазальты (90,7); трахиандезиты (9,1); трахириодациты (0,2)
Поздний мел (сеноман, турон–сенон)	Субщелочная базальтовая	То же	Субщелочные оливиновые базальты, субщелочные андезибазальты (0,6); субщелочные андезиты, субщелочные андезидациты (6,3); субщелочные риолиты, трахириолиты (93,1)
Ранний мел (неоком, апт–альб)	Базальт-андезибазальтовая	Известково-щелочная	Базальты, андезибазальты (17,2); андезиты и андезибазальты (52); дациты (9,7); риолиты (21,1)

часто угленосные вулканогенно-осадочные отложения. Следует отметить, что базиты входят в состав только эффузивных ассоциаий, тогда как плутонические ассоциации представлены средними, кислыми и субщелочными образованиями ряда тоналит–гранодиорит–гранит.

В развитии Охотско-Чукотского вулканического пояса отчетливо фиксируются три этапа: ранний (неоком, апт–альб), средний (сеноман, турон–сенон) и поздний (ранний палеоген). Этим этапам соответствуют три структурных яруса – нижний, средний и верхний (табл. 70).

Как следует из табл. 63, базальты и андезибазальты наиболее распространены в пределах нижнемеловых и палеогеновых структурных ярусов (17,2 и 90,7% общей массы эффузивного материала соответственно), тогда как в верхнемеловое время резко преобладали породы среднего и кислого состава нередко субщелочного ряда (базальты и андезибазальты составляли всего 0,6% общей массы эффузивов).

Раннемеловая базальт-андезибазальтовая ассоциация обнажается главным образом по периферии Средне-Анадырского района. В геологических разрезах лавовые потоки оливин-пироксеновых, реже двупироксеновых базальтов и еще реже андезибазальтов составляют около 99% их суммарной мощности. Остальная часть представлена туфами основного состава, которые приурочены главным образом к средней части разреза толщи. Текстурные особенности лав меняются очень сильно, хотя их минеральный состав в целом остается постоянным.

Особенности строения базальтовых лавовых потоков Средне-Анадырского района позволяют сопоставлять их с плиоцен-четвертичными оливиновыми базальтами Каскадных гор (Loeschke, 1979_2) и сделать некоторые выводы о характере их формирования. 1. Потоки лав почти лишены столбчатой отдельности и не имеют в основании слоя глыбовой лавы, что позволяет говорить о жидком, высокоподвижном ее состоянии. 2. В основании потоков обычно присутствуют сильно пузырчатые и сильно окисленные лавы, связанные с проникновением в движущуюся лаву атмосферного воздуха и паров, отделяемых от магмы в процессе излияния. 3. Структурные особенности лав указывают на существенную роль постэффузивной кристаллизации в базальтовых потоках.

В большинстве случаев базальты представляют собой миндалекаменные, реже массивные порфировые, иногда афировые породы с интерсертальной, реже пилотакситовой и гиалопилитовой основной массой. Количество вкрапленников (оливин, моноклин-

Таблица 71. Химический состав основных вулканических пород орогенного этапа развития Охотско-Чукотского вулканического пояса (по В.Ф. Белому; Н.И. Филатовой, А.И. Дворянкину, 1974)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	50,72	50,82	50,75	54,68	53,38	54,61	49,89	53,81	49,37	54,88
TiO_2	1,24	1,08	1,18	1,11	0,81	1,09	1,52	1,38	1,22	1,08
Al_2O_3	17,07	19,08	17,77	17,43	18,88	17,50	17,43	16,25	16,56	17,18
Fe_2O_3	4,36	4,77	4,50	4,13	2,99	4,07	5,70	4,62	4,87	3,55
FeO	5,47	4,62	5,43	4,32	5,15	4,34	5,39	5,85	5,81	4,38
MnO	0,17	0,16	0,16	0,15	0,19	0,15	0,17	0,23	0,14	0,13
MgO	5,07	4,34	4,81	3,30	4,52	3,36	3,63	3,31	6,50	4,26
CaO	8,35	7,79	8,15	7,14	7,55	7,16	8,23	6,44	8,12	7,31
Na_2O	3,07	3,22	3,12	3,32	3,06	3,30	3,45	4,37	3,19	3,69
K_2O	1,10	0,81	0,99	1,34	0,60	1,27	1,27	1,24	1,68	1,75
P_2O_5	0,23	0,17	0,21	0,25	0,21	0,25	0,39	0,40	0,44	0,21
H_2O	3,11	2,89	2,96	2,02	2,50	2,03	2,95	2,06	2,55	1,47
Сумма	99,96	99,75	100,03	99,19	99,84	99,13	100,02	99,94	100,45	99,89
Co	10	18	12	10	15	10	20	10	33	18
Ni	25	17	22	20	15	20	26	10	60	33
Cr	30	–	–	–	–	–	–	–	200	60
V	60	62	60	50	60	50	110	100	65	73
Sr	330	460	370	330	450	133	330	400	370	500
Ba	200	200	200	320	150	320	290	340	320	320
Zr	–	7	–	20	10	20	10	10	12	19
Cu	30	47	35	16	40	16	70	30	43	33
Число анализов	11	6	39	37	2	39	19	5	10	12

1–6 – базальт-андезибазальтовая ассоциация (K_1): 1 – базальт внешней зоны Охотско-Чукотского пояса, 2 – то же, внутренней зоны, 3 – то же, пояса в целом, 4 – андезибазальт внешней зоны, 5 – то же, внутренней зоны, 6 – то же, пояса в целом; 7, 8 – субщелочная базальтовая ассоциация (K_2): 7 – субщелочной базальт, 8 – субщелочной андезибазальт; 9, 10 – трахибазальт-трахиандезибазальтовая ассоциация (Р): 9 – трахибазальт, 10 – трахиандезибазальт.

ный и ромбический пироксен, плагиоклаз) колеблется в широких пределах, но в лавах не превышает 25%, в субвулканических телах оно иногда достигает 40%. В основной массе неизмененных или слабо измененных пород, состоящей преимущественно из плагиоклаза, клино- и ортопироксена, стекла и рудного минерала, иногда встречаются выделения щелочного полевого шпата. Они слагают каемки вокруг лейст плагиоклаза. В афировых разностях базальтов можно наблюдать, как крупные, очень слабо зональные лейсты плагиоклаза образуют непрерывный ряд с мелкими лейстами, составляющими главную часть породы. Крупные зональные зерна плагиоклаза часто содержат включения авгита, реже гиперстена и оливина; во многих случаях они сильно корродированы. Состав плагиоклаза во вкрапленниках меняется от битовнита (An_{75-85}) в ядрах до лабрадора (An_{55-65}) на периферии; плагиоклаз основной массы представлен преимущественно лабрадором (An_{75}).

В базальтах самой краевой части внешней зоны Охотско-Чукотского пояса, которые характеризуются наиболее основным составом (они содержат относительно большое количество вкрапленников оливина, а в основной их массе отсутствует стекло кислого состава), наблюдались следы гибридизма – оплавленные зерна ксеногенного кварца величиной до 1 мм. Все вулканические породы подверглись региональной пропилитизации средне- и низкотемпературного типа. Во внутренней зоне интенсивность изменений выше, чем во внешней.

Приведенные в табл. 71 геохимические данные отчетливо указывают на принадлеж-

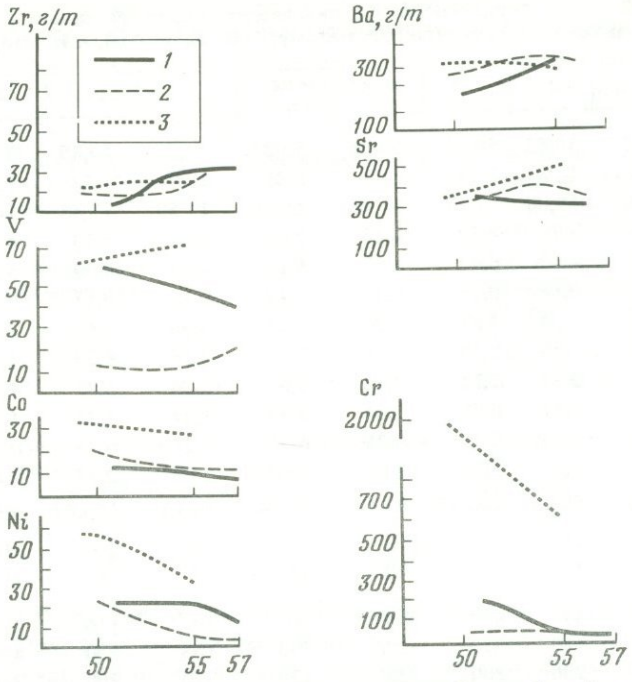


Рис. 57. Содержание микроэлементов в меловых и палеогеновые базитах бассейна р. Пенжины (Филатова, Дворянкин, 1974)

1–3 – ассоциации: *1* – базальт-андезибазальтовая (неоком–альб), *2* – субщелочная базальтовая (турон–сенон), *3* – трахибазальт-трахиандезибазальтовая (палеоген)

ность пород неоком-альбской базальт-андезибазальтовой ассоциации к известково-щелочной магматической серии (индекс Пикока равен 59 при $Na_2O + K_2O = 5{,}5\%$). Базальты этой ассоциации насыщены кремнеземом и в нормативном составе содержат кварц, гиперстен и диопсид. Щелочность их невелика – 4,11% (Филатова, Дворянкин, 1974). Анализируя латеральные геохимические особенности пород базальт-андезибазальтовой ассоциации, можно видеть, что базальты и андезибазальты внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса отличаются от аналогичных пород внешней зоны повышенным содержанием Al_2O_3 (19 против 17%), Mn, Co V, Cu, Sr и пониженным содержанием TiO_2 (1,09 вместо 1,24%), Ni, Cr, Ba, а также меньшей величиной отношения K_2O/Na_2O (0,25 вместо 0,36).

С увеличением содержания SiO_2 в породах базальт-андезибазальтовой ассоциации уменьшаются концентрации V, Sr, Cu, Ni, тогда как количество Zr возрастает (рис. 57). Следует отметить также высокие содержания в базальтах обеих зон калия (0,81–1,85%), что наряду с повышенной глиноземистостью пород (нередко $Al_2O_3 > 20\%$) свойственно орогенной стадии развития магматизма. Самой низкой щелочностью характеризуются базиты внутренней зоны Охотского сектора, а самой высокой – Пенжинского.

В пределах внешней зоны Охотско-Чукотского пояса вдоль многочисленных составляющих Анадырского глубинного разлома широко распространены базальты и андезибазальты повышенной щелочности, среди которых в резко подчиненном количестве встречаются вулканогенные породы среднего состава. Эти образования, относимые к турон-сеноманскому возрастному интервалу (79–91 млн. лет)[1], выделяются В.Ф. Бе-

[1] K-Ar определения по валовым пробам (Филатова, Дворянкин, 1974).

лым как субщелочная базальтовая ассоциация. Мощность образований ассоциации составляет около 500 м, а объем в бассейне р. Пенжины – около 1000 км^3.

До 75% объема ассоциации образовано потоками темно-серых субщелочных оливиновых базальтов и субщелочных андезибазальтов мощностью от 2–5 до 25–35 м. 25% объема ее составляют субщелочные андезиты и их туфы; все эти породы содержат пироксены – чаще всего моноклинные (авгит и титанавгит), иногда и ромбические (гиперстен, энстатит). В субщелочных базальтах изредка встречаются единичные вкрапленники оливина. Структура основной массы пород гиалопилитовая и интерсертальная: вулканическое стекло обычно изотропно и лишь местами превращено в агрегат хлорита с небольшим количеством микрофельзитовой кварц-полевошпатовой массы. Излияния носили преимущественно трещинный характер.

Преобладающие в этой ассоциации субщелочные базальты – маложелезистые, насыщенные кремнеземом породы с относительно высокой щелочностью. Индекс Пикока равен 55,5 при $Na_2O + K_2O = 6{,}0\%$. В нормативном составе субщелочных базальтов и субщелочных андезибазальтов присутствуют свободный кварц (4, 20%), диопсид и гиперстен. В отношении распределения микроэлементов наблюдается следующая закономерность: с уменьшением концентрации кремнезема возрастает содержание Cu, V, Co, Ni и, наоборот, уменьшается количество Zr; содержание Sr от субщелочных андезитов к андезибазальтам возрастает, а в субщелочных базальтах – сокращается (см. рис. 57).

Магматическая деятельность наиболее молодого палеогенового этапа приурочена преимущественно к внутренней зоне Охотско-Чукотского пояса. По В.Ф. Белому, она представлена трахибазальт-трахиандезитовой ассоциацией. Наиболее крупные ее поля, как и в случае субщелочной базальтовой ассоциации, расположены вдоль Анадырского глубинного разлома.

Трахибазальт-трахиандезибазальтовая ассоциация представлена в основном лавами, среди которых резко преобладают оливин-пироксеновые субщелочные базальты и трахибазальты, реже встречаются пироксен-оливиновые и безоливиновые разности. Радиологический возраст этих пород – 62–69 млн. лет (Филатова, Дворянкин, 1974). Поля развития трахидолеритовых силлов и даек тяготеют к крупным разломам северо-восточного простирания. Резко подчиненное значение имеют туфы и туфобрекчии основного состава. В очень небольших количествах отмечаются потоки анальцимсодержащих трахибазальтов, трахиандезибазальтов, трахитов, горизонты игнимбритов дацитового, риодацитового, трахириолитового, риолитового состава. Количество этих пород увеличивается вверх по разрезу ассоциации. На территории Центрально-Чукотского района с полями развития трахибазальт-трахиандезибазальтовой ассоциации пространственно, и, по-видимому, генетически связаны мелкие интрузии субщелочных трахитов (кринанитов).

Потоки трахибазальтов имеют мощность от 1–2 до 20–30 м и прослеживаются на расстояние до 5–6 км. Большинство трахибазальтов миндалекаменные; миндалины сложены цеолитами, реже халцедоном, кварцем и хлоритом.

Петрографический состав и строение палеогеновой трахибазальт-трахиандезибазальтовой ассоциации в Центрально-Чукотском и Средне-Анадырском районах несколько различны. В Средне-Анадырском районе значительно шире, чем в Центрально-Чукотском, развиты пироксен-оливиновые трахибазальты. В последнем оливин-пироксеновые трахибазальты чаще содержат ромбический пироксен; кроме того, здесь несколько больше безоливиновых трахибазальтов.

В Центрально-Чукотском районе чаще встречаются щелочные анальцимовые трахибазальты, а для Средне-Анадырского района характерны субщелочные титанавгитовые базальты. В разрезах трахибазальт-трахиандезибазальтовой ассоциации Средне-Анадырского района значительно реже, чем в Центрально-Чукотском районе, встречаются трахиты, тогда как игнимбриты дацитового, риодацитового и риолитового состава пользуются здесь несравненно большим распространением.

Оливин-пироксеновые трахибазальты, наиболее характерные горные породы ассоциации, имеют порфировую, реже афировую структуру. Количество вкрапленников в них обычно не превышает 5–10, иногда достигая 25 об.%. Они представлены либо одним слабо актинолитизированным оливином, либо преимущественно плагиоклазом (An_{60-85}), иногда оливином (хризолитом, хризолит-гиалосидеритом), плагиоклазом и ромбическим (гиперстен) и моноклинным (авгит) пироксеном. Наличие ортопироксена отличает эти породы от аналогичных разновидностей из рифтовых областей. Афировые базальты и основная масса порфировых трахибазальтов имеют интерсертальную, пилотакситовую и гиалопилитовую структуру, реже встречаются разности с микродолеритовой структурой; участками наблюдается пойкилоофитовая структура. Основная масса трахибазальтов состоит из лейст и микролитов плагиоклаза (30–60%), преимущественно моноклинного пироксена (10–30%), оливина (0–15%), стекла (0–20%) и рудных минералов (2–10%). Нередки выделения щелочного полевого шпата (ортоклаза) и анальцима. Из акцессорных минералов наиболее распространен апатит. Субщелочные гиалобазальты имеют большей частью порфировую структуру (вкрапленников не более 5%) и гиалиновую основную массу, состоящую из черного вулканического стекла (> 50%) с микролитами плагиоклаза, пироксенов, оливина и рудных минералов.

Безоливиновые трахибазальты представлены двупироксеновыми разновидностями и в петрохимическом отношении являются переходным типом к трахиандезибазальтам.

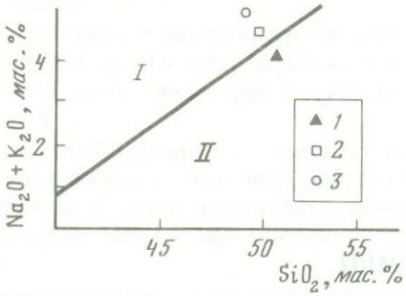
Трахиандезибазальты – темно-серые массивные, иногда полосчатые породы, состоящие из гиалопилитовой и трахитовой основной массы, в которой содержится до 2% мелких вкрапленников резко зонального плагиоклаза (An_{53} в ядре, An_{25} – по периферии зерен), биотита и обыкновенной роговой обманки. Основная масса состоит из вулканического стекла, многочисленных мелких зерен полевых шпатов и редких микролитов олигоклаз-андезина (An_{30}).

Наиболее показательной геохимической чертой пород трахибазальт-трахиандезибазальтовой ассоциации (см. табл. 71) является повышенное по сравнению с базальтовыми ассоциациями нормального ряда и трахибазальтами рифтовых областей содержание K_2O (до 3%) на фоне варьирующего, но все же значительного содержания TiO_2 (0,98–2,10%). Это обстоятельство наряду с петрологическими данными (наличие ксеногенного кварца), по-видимому, свидетельствует о существенной контаминации исходных магматических расплавов сиалическим веществом докайнозойского основания Охотско-Чукотского вулканического пояса. Рассматриваемые породы относятся к кальциевому типу: индекс Пикока равен 62 при $Na_2O + K_2O = 5,6\%$. Они слабо насыщены кремнеземом и содержат в нормативном составе оливин. Это магматические породы, богатые магнием и щелочами, в которых натрий резко преобладает над калием. Содержание последнего по сравнению с базитами более ранних магматических ассоциаций значительно возрастает, что приводит к резкому увеличению нормативного ортоклаза и уменьшению альбитовой составляющей.

Повышенная щелочность базитов турон-сенонского и палеогенового возраста нашла отражение на диаграмме щелочи–кремнезем (рис. 58), где породы субщелочной базальтовой и трахибазальт-трахиандезибазальтовой ассоциаций расположены выше линии, разграничивающей составы толеитовых и субщелочных базальтовых серий, т. е. относятся к последней.

Распределение главных микроэлементов в породах трахибазальт-трахиандезибазальтовой ассоциации характеризуется следующими особенностями (см. рис. 57): с увеличением основности пород наблюдается возрастание содержания Cr, Cu, Co, Ni. Отличительная особенность палеогеновых пород – увеличение концентраций V в трахибазальтах по сравнению с трахиандезибазальтами.

Таким образом, в эволюции орогенного базитового магматизма Охотско-Чукотского вулканического пояса с раннего мела по палеоген отчетливо фиксируется смена



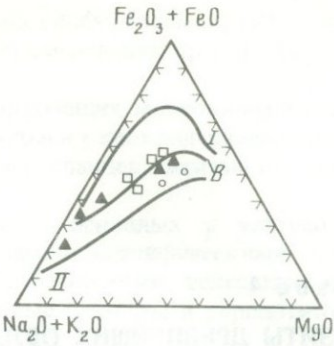


Рис. 58. Положение базальтов меловых и палеогенных магматических ассоциаций бассейна р. Пенжины на диаграмме SiO_2–(Na_2O+K_2O) (Филатова, Дворянкин, 1974)

1–3 – ассоциации: *1* – базальт-андезибазальтовая, *2* – субщелочная базальтовая, *3* – трахибазальт-трахиандезибазальтовая; сплошной линией показана граница между щелочными (*I*) и толеитовыми (*II*) базальтами (по Макдональду и Кацуре)

Рис. 59. Диаграмма средних составов меловых и палеогеновых вулканических ассоциаций Охотско-Чукотского пояса в бассейне р. Пенжины (Филатова, Дворянкин, 1974)

Условные обозначения те же, что на рис, 58. *I* , *II* – серии Куно: *I* – пижонитовая, *II* – гиперстеновая; *B* – то же, что на рис. 27

магматических ассоциаций известково-щелочного ряда субщелочными ассоциациями, в которых прогрессивно возрастает щелочность горных пород (рис. 59). Согласно оценкам В.Ф. Белого, Н.И. Филатовой и А.И. Дворянкина (1974), это можно связывать с закономерным углублением уровней магмогенерации исходных мантийных расплавов, часть которых претерпевала затем кристаллизационную дифференциацию в промежуточных очагах на глубине 10–20 км, сопровождавшуюся незначительной ассимиляцией вмещающего эти очаги сиалического материала.

Подводя итог описанию орогенного магматизма, следует подчеркнуть, что в его рамках отчетливо выделяются две группы магматических горных пород. Примером пород первой группы является базальт-трахибазальт-трахитовая ассоциация Кузнецкого Алатау, весьма близкая по набору пород, их минеральному и химическому составу к субщелочным образованиям континентальных рифтовых областей (см. главу 1). Ко второй группе относятся магматические образования Охотско-Чукотского вулканического пояса, где преобладают нормальные по щелочности породы известково-щелочной серии, а субщелочные разновидности встречаются в подчиненном количестве, характеризуясь специфическими особенностями минерального и химического состава – частым присутствием модального гиперстена, нормативного кварца и высокой глиноземистостью. Такой тип магматизма свойствен островным дугам и активным окраинам континентов.

Глава 4

БАЗИТЫ ДРЕВНЕЙШИХ ОБЛАСТЕЙ ЗЕМЛИ

Многочисленными работами последних лет было показано, что магматические образования раннего докембрия за небольшими исключениями по составу близки к фанерозойским (Магматические формации..., 1980 и др.). Это неудивительно, поскольку их возникновение и эволюция с момента окончательного формирования Земли как планеты, закончившегося примерно 4,2 млрд. лет назад, подчинялись одним и тем же физико-химическим закономерностям. При определенных $P-T$ параметрах могли выплавляться расплавы только определенного состава, которые в гравитационном поле Земли могли эволюционировать только определенным образом, контролируемым котектическими зависимостями соответствующих физико-химических систем. Основные различия должны были касаться только масштабов проявления тех или иных исходных магматических расплавов, связанных с особенностями геодинамических режимов на ранних стадиях геологического развития твердой Земли.

Важной особенностью областей распространения раннедокембрийских образований является их глубокий эрозионный срез, в результате чего на дневную поверхность выведены горные породы, формировавшиеся или испытавшие вторичные преобразования (наложенный метаморфизм) при сравнительно высоких $P-T$ параметрах, соответствующих условиям глубин 20–30 км, что имеет особое значение для понимания интрузивного магматизма докембрия, поскольку в областях его проявления могут быть встречены наиболее глубинные интрузивы, соответствующие промежуточным очагам вулканов фанерозоя, но недоступные прямому наблюдению в более молодых складчатых поясах из-за недостаточного эрозионного среза.

Эти два обстоятельства – значительная древность пород, а для интрузивных образований часто их значительная глубинность – делают весьма сложной проблему выявления специфики докембрийского магматизма и требуют значительной осторожности в интерпретации соответствующих материалов, в частности по базитам. Среди последних в настоящее время выделяются две специфические магматические ассоциации, не встречающиеся среди образований фанерозоя: 1) преимущественно вулканические породы древнейших зеленокаменных поясов архея; 2) плутонические анортозиты. Именно они и будут рассмотрены в настоящей главе.

БАЗИТЫ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ ДОКЕМБРИЯ

В конце 60-х – начале 70-х годов сначала в образованиях докембрия Южной Африки, Канады, Индии и других регионов был выделен новый тип тектонических структур и соответственно новый тип историко-геологического развития литосферы – архейские зеленокаменные пояса (M. Viljoen, R. Viljoen, 1969).

Этот тип структур до сих пор характеризуется главным образом описательно, без строгого определения. В качестве характерных черт структур называются следующие:

значительная линейная протяженность поясов в плане (от первых сотен до многих сотен километров) при ширине в десятки километров;

отчетливое деление на ряд более мелких, частных синформных структур, имеющих неправильные извилистые очертания и четкообразно сменяющих друг друга по простиранию поясов;

господствующее развитие среди магматитов, образующих многокилометровые толщи (иногда более 10 км), пород вулканической фации и резко подчиненная роль в разрезах осадочных образований (углеродсодержащих сланцев, железисто-кремнистых пород);

резкое преобладание в нижних частях разрезов основных и ультраосновных вулканитов нормального ряда, которые часто обладают специфическими спинифекс-структурами и некоторыми петрохимическими особенностями, вследствие чего они получили специальное наименование – "коматиитовые базальты и перидотитовые коматииты"[1];

преимущественно контрастное чередование в верхних частях разреза нормальных по щелочности вулканитов основного и кислого составов;

проявление на завершающем этапе развития поясов кислого магматизма в плутонических фациях, которые главным образом локализуются в куполовидных тектонических структурах, слагающих в совокупности сложно построенные гранит-зеленокаменные области;

поразительно слабый для столь древних толщ региональный метаморфизм, почти повсеместно характеризующийся парагенезами зеленосланцевой фации и лишь в краевых частях синформ, у контаков с гранитоидами, достигающий фации эпидотовых амфиболитов.

В отличие от некоторых кристаллических сланцев гранулитовых поясов, которые могут быть отнесены к базальтам лишь по валовому химическому составу, основные и ультраосновные вулканиты зеленокаменных поясов обладают не только петрохимическими, но и структурно-текстурными и геологическими признаками вулканического происхождения.

Ниже на примерах некоторых зеленокаменных поясов Балтийского, Родезийско-Трансваальского и Канадского щитов будут рассмотрены конкретные особенности строения, состава и формационных соотношений пород в этих структурах. Основной упор при этом будет сделан на описание продуктов базальтового магматизма, который находится в центре внимания данной работы. Однако тесная связь базальтов с магматитами иного состава и осадочно-вулканогенными породами заставляет нас кратко затронуть и эти образования.

СУМОЗЕРСКО-КЕНОЗЕРСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС

Пояс расположен в юго-восточной части Балтийского щита, в районе кряжа Ветреный Пояс; он протягивается в виде двух ветвей в юго-восточном направлении от оз. Сумозера до оз. Кенозеро (рис. 60) на расстояние более 380 км при ширине до 50 км и перекрывается на юго-востоке фанерозойскими осадочными образованиями чехла Восточно-Европейской платформы.

По данным В.С. Куликова и В.В. Куликовой (1981), пояс состоит из ряда сопряженных и переходящих друг в друга мелких структур синклинального или синклинально-моноклинального типа, выполненных метаморфизованными осадочно-вулканогенными комплексами лопия (верхнего архея). Среди них выделяются Коросозерская, Пулозерская, Каменноозерская, Сенегозерская, Оловозерская, Монастырская, Янгорская, Кожозерская, Токшинская, Волошовская структуры длиной от 30 до 70 км и шириной от 3 до 20 км, расположенные между гранито-гнейсовыми блоками.

Сочленение структур синклинального типа с жесткими гранитоидными блоками,

---

[1] По названию р. Комати в Южной Африке, где они впервые были описаны братьями Вильюн (см. M. Viljoen, R. Viljoen, 1969).

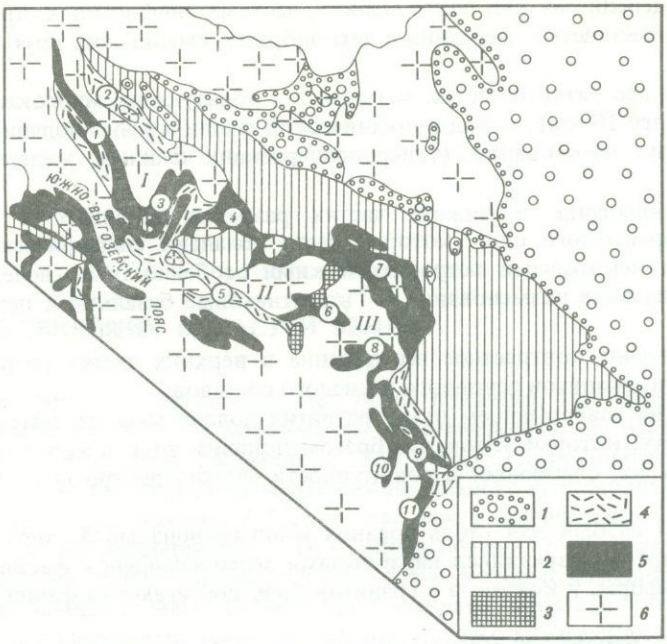


Рис. 60. Схема геологического строения Южно-Выгозерского и Сумозерско-Кенозерского зеленокаменных поясов (Куликов, Куликова, 1981)

1 – отложения венда и палеозоя; *2* – протерозойские образования; *3* – рассланцованные интрузии протерозоя; *4–6* – породы архея: *4* – кислые–средние вулканиты лопия, *5* – базальтовые вулканиты лопия, *6* – гранитоиды и интенсивно гранитизированные породы; синформные структуры Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (цифры в кружках) : *1* – Коросозерская, *2* – Пулозерская, *3* – Каменноозерская, *4* – Оловозерская, *5* – Сенегозерская, *6* – Монастырская, *7* – Кожозерская, *8* – Янгорская, *9* – Токшинская, *10* – Волошовская, *11* – Винельская; *I–IV* – гранитоидные блоки: *I* – Шунозерский, *II* – Илексинский, *III* – Шидмозерский, *IV* – Сондальский

по-видимому, в большинстве случаев тектоническое. В зонах контакта обычно широко проявлены процессы катаклаза и гранитизации. Внутреннее строение названных структур изучено еще слабо. Исходя из имеющихся ограниченных геологических и геофизических данных, можно сделать вывод о значительном отличии структур друг от друга. Различия заключаются в составе и мощности отложений, образующих стратиграфические разрезы отдельных структур, а также в наличии или отсутствии в них тех или иных характерных магматических пород. Поэтому приводимый ниже перечень магматических ассоциаций является суммарным для всего пояса и лишь отчасти соответствует их вертикальным рядам в отдельных структурах (табл. 72). На долю различных базальтов и коматиитов приходится 75–90% объема супракрустальных пород зеленокаменного пояса. Остальную часть разреза составляют породы андезит-дацит-риолит-плагиориолитовой ассоциации и маломощные прослои метаморфизованных осадков – железистых кварцитов (джеспилитов), черных сланцев и т. д. Суммарная мощность разреза супракрустальных пород Сумозерско-Кенозерского пояса достигает 2000 м.

Базальты слагают нижнюю часть разреза. Он начинается с толеитовых базальтов. Затем без перерыва идет чередование высокомагнезиальных базальтов, перидотитовых коматиитов (пять-шесть лавовых горизонтов – потоков), пироксенитовых коматиитов с подчиненными толеитовыми базальтами. Это сложное чередование пород составляет по мощности около 1/4 разреза. Верхняя часть разреза (около 1/2 мощности) вновь сложена толеитовыми и оливиновыми базальтами. Таким образом, ассоциация высокомагнезиальных лав как бы вклинивается в базальтовую ассоциацию в нижней части разреза, общая мощность которой достигает нескольких сот метров.

Таблица 72. Ассоциации магматических пород Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (по В.В. Куликовой)

Ассоциация	Характерные породы
Андезит-дацит-риолит-плагиогранитовая	Жильные дациты, риолиты (редко андезиты), массивные плагиограниты
Андезит-базальтовая	Андезиты, толеитовые базальты
Верлит-пироксенит-габбровая	Роговообманковые перидотиты, пироксениты, офитовое габбро
Дунит-гарцбургитовая	Дуниты, гарцбургиты, верлиты
Коматиитов–толеитовых базальтов	Перидотитовые, пироксенитовые коматииты, коматиитовые и толеитовые базальты
Габбро-долеритовая	Габбро-долериты, лейкократовые и меланократовые габбро-долериты (слабо дифференцированные)
Толеитовых базальтов–базальтов	Толеитовые базальты, оливиновые базальты

К группе вулканических пород базальтового ряда[1] отнесены эффузивы, имеющие соответствующие текстурные признаки (подушечные и миндалекаменные текстуры, шлаковые зоны), а также туфогенные породы, тесно перемежающиеся с эффузивами. Сюда же отнесены и тела ультрамафитов малой мощности, значительной протяженности и асимметричного строения, не сохранившие первичных текстур в связи с зеленокаменным метаморфизмом.

Ультраосновные вулканиты. К ультраосновным вулканитам относятся породы с содержанием $SiO_2 < 44\%$. В последние годы породы этого типа все чаще обнаруживаются в пределах архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита (Куликов, Куликова, 1981). Хотя в конкретных структурах (Каменноозерская, Токшинская, Рыбозерская) они развиты локально, их значение для изучения геологической истории региона весьма велико.

Наиболее изучены ультраосновные эффузивы в Каменноозерской структуре (участок Золотые Пороги). Здесь установлено несколько потоков ультраосновных лав, имеющих, помимо прочих признаков эффузивного происхождения (автобрекчии, четкие контакты с вышележащими породами), четко выраженные спинифекс-структуры. Их подробное описание приведено в работе В.С. и В.В. Куликовых (1981).

Основные вулканиты. Среди основных пород преобладают базальты. По текстурным признакам они подразделяются на миндалекаменные, подушечные, шлаковые, массивные. Наблюдается определенная закономерность в положении указанных разновидностей в разрезе. Массивные базальты распространены повсеместно. Они встречаются в виде самостоятельных потоков и как составная часть сложнопостроенных потоков. Базальты с миндалекаменными текстурами чаще всего приурочены к нижним частям разрезов, в то время как подушечные – преобладают в верхах. Потоки со шлаковыми верхними корками, так же как и отдельные прослои туфов, развиты в небольшом объеме среди тех и других. Ниже приводится описание двух главных разновидностей базальтов и ассоциирующих с ними пород.

Миндалекаменные базальты. Миндалекаменные базальты прослеживаются как в скважинах, так и в обнажениях в различных структурах района оз. Конжозеро, р. Выг, а также в пределах Токшинской и Пулозерской структур и др.

В качестве примера ниже описан один из потоков миндалекаменных базальтов Токшинского участка мощностью около 35 м. Его нижняя часть (около 15 м) образована

[1] Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма и, по существу, представляют собой метавулканиты. При их описании используется кайнотипная терминология с целью подчеркнуть хорошую сохранность текстур, структур и особенности химизма первичных пород.

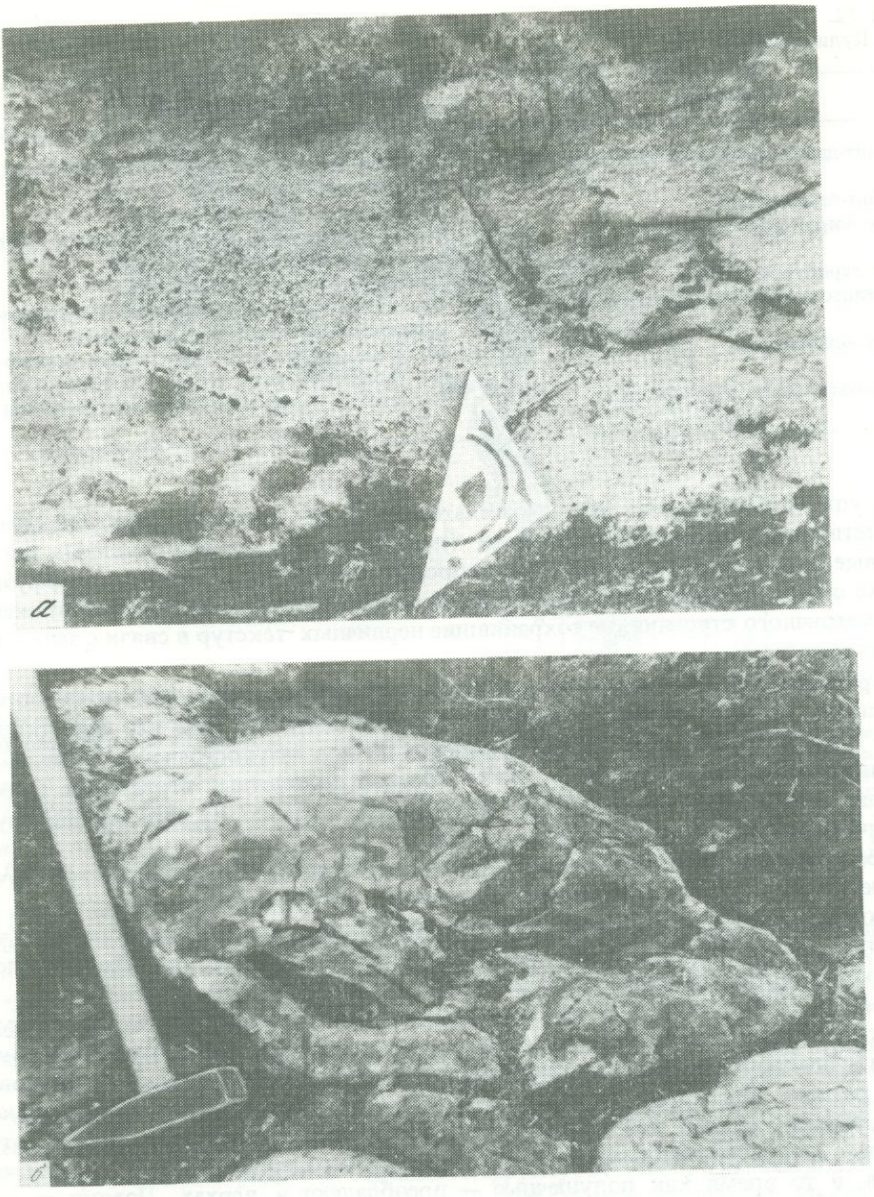


Рис. 61. Базальты Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (фото В.С. Куликова)
а – полосчатые миндалекаменные; *б* – подушечные с пустотами, заполненными карбонат-кварцевым материалом; *в* – рассланцованные подушечные

массивными мелкозернистыми габбро-долеритами. Вверх по разрезу появляются отдельные полосы, насыщенные миндалинами, мощностью 11–13 см. Полосы имеют зональное строение. Нижняя зона, переходная от массивной части к миндалекаменной, образована крупными зернами амфибола и плагиоклаза. Ее мощность 5–6 см (рис. 61, *а*). Вверх количество миндалин возрастает на расстоянии около 5 м. Выполнены они кварц-карбонатным материалом.

Верхняя часть потока мощностью до 2,5 м представлена пенистыми лавами, насыщенными миндалинами (до 30% объема). Здесь также наблюдается полосчатость, но за счет соединения отдельных миндалин волосовидными трещинками и заполнения пустот кварц-карбонатным материалом. Размеры миндалин увеличиваются к кровле потока

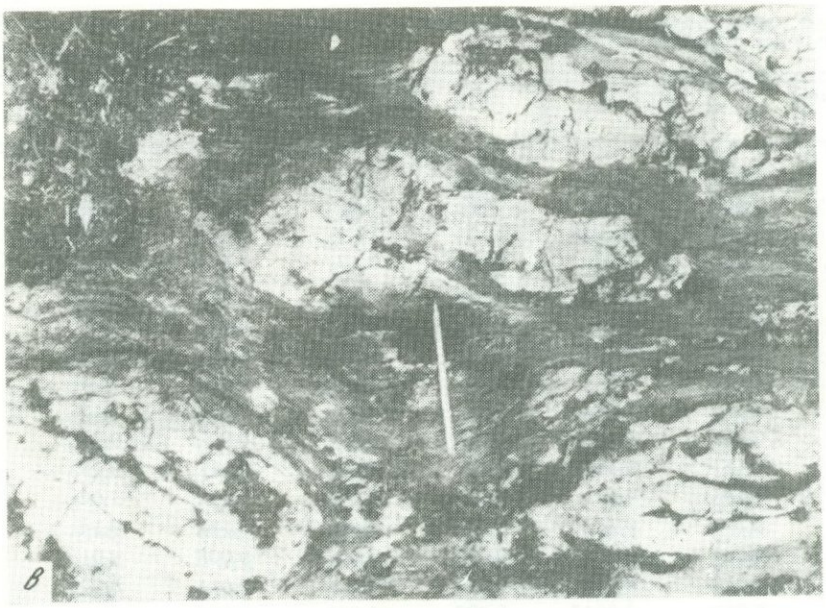


Рис. 61 (окончание)

от 1 мм до 2,5 см по длинной оси. Пустые миндалины в кровле практически полностью исчезают. Породы имеют следующий минеральный состав: плагиоклаз, актинолит, куммингтонит, эпидот; в основной массе – кварц, альбит, хлорит (пеннин), биотит, серицит. Структура гранобластовая, участками сохраняются реликты офитовой. Текстурные особенности миндалекаменных базальтов нижней толщи единообразны на большой площади.

Породы из разных районов имеют много общего. Им свойственны: 1) относительно хорошая сохранность первичных (офитовых) структур; 2) плагиоклаз при различной зернистости сохраняет свежий облик и основной состав (An_{61-65}); в отдельных случаях в наиболее измененных базальтах из зон разломов или вблизи гранитоидных массивов наблюдается изменение его состава от An_{51-54} до An_{45}; 3) широкое развитие клиноцоизита-пистацита в виде отдельных зерен или их скоплений в низах разрезов и эпидот-клиноцоизита – в верхах; 4) изменение химического состава пород от толеитовых базальтов до оливиновых (табл. 73).

К югу от оз. Длинная Ламбина описаны миндалекаменные базальты, перемежающиеся с черными кремнистыми сланцами и маломощными горизонтами туфоконгломератов, в которых встречены участки с отдельностью, похожей на фигурные вулканические бомбы. Породы светло-зеленого до темно-зеленого цвета, участками рассланцованы, по зонам рассланцевания обогащены сульфидами. Минеральный состав: кварц, альбит, хлорит, актинолит. Структура породы бластофитовая. По химическому составу они относятся к пикробазальтам (см. табл. 73).

Базальты подушечной текстуры распространены наиболее широко. Они обнаружены на всем протяжении Южно-Выгозерской ветви зеленокаменного пояса и широко развиты в Каменноозерской, Сенегозерской и Токшинской структурах.

В Шилосской структуре, на западном берегу оз. Конжозеро, базальты подушечной текстуры образуют обширные поля. Мощность потоков составляет 3–10 м, к северу она возрастает до 15 м. Подушки размером от 1,2 до 5–6 м по длинной оси на западном берегу оз. Конжозеро и более мелкие (в среднем до 0,5–0,7 м) на других участках представлены овальными, эллипсоидальными, реже круглыми формами, имеющими близкую к треугольной конфигурацию (см. рис. 61, *б*). Кровельная их часть иногда

Таблица 73. Химический состав миндалекаменных базальтов Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (Куликов, Куликова, 1981)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	48,75	48,11	51,61	51,95	49,81	48,69	44,87
TiO_2	0,86	1,09	0,96	0,73	0,59	0,66	2,30
Al_2O_5	14,83	15,035	15,56	13,4	15,07	12,08	12,18
Fe_2O_3	2,96	2,32	3,00	3,17	1,66	1,49	1,96
FeO	9,13	10,69	11,34	7,12	6,36	8,43	15,67
MnO	0,39	0,19	0,32	0,17	0,14	0,17	0,22
MgO	7,57	8,26	6,71	8,11	8,81	12,92	6,51
CaO	9,81	7,1	3,82	7,76	9,96	7,74	6,94
Na_2O	2,16	1,79	1,64	2,76	2,36	2,13	1,63
K_2O	0,20	0,25	0,36	0,64	0,90	0,36	1,27
H_2O	0,11	0,24	0,11	0,05	0,11	0,19	0,13
П.п.п.	3,29	4,52	4,13	3,17	3,99	5,02	5,9
P_2O_5	0,1	0,173	0,105	0,09	0,18	0,14	0,105
CoO	0,009	0,009	0,011	0,027	0,008	0,01	0,011
NiO	0,018	0,0165	0,034	0,02	0,014	0,025	0,005
CuO	0,018	0,0045	0,092	0,005	0,007	0,006	0,005
ZnO	0,014	0,0145	0,014	0,013	0,009	0,01	0,0115
Cr_2O_3	0,034	0,028	0,066	0,04	0,043	0,17	0,004
V_2O_5	0,068	0,036	0,047	0,026	0,041	0,037	0,184
Li_2O	0,0035	0,0067	0,015	0,0064	–	–	0,0055
Rb_2O	0,0018	0,0013	0,004	0,0022	–	–	0,01
Cs_2O	0,0004	0,0005	0,0015	0,0003	–	–	0,0019
$S_{общ}$	0,055	0,03	–	0,058	0,07	–	0,15
Сумма	100,45	99,9	99,95	99,52	100,1	100,29	99,78
Число анализоа	8	2	5	9	3	3	4

1–4 – нижняя толща лопия в структурах: 1 – Шилосской, 2 – Каменноозерской (руч. Савинский), 3 – Сенегозерской, 4 – Токшинской; 5 – 7 – верхняя толща лопия в структурах: 5 – Конжозерской (западный берег оз. Конжозеро), 6 – района Челозеро, 7 – Токшинской.

выпуклая, но чаще прогнутая, волнистая, а подошвенная – провисающая, принимающая форму междуподушечного пространства нижележащих подушек.

Строение подушек определяется наличием зон закалки мощностью 1,5–2 см, а также присутствием в их верхней части газовых пустот (см. рис. 61, *б*) или крупных растянутых миндалин, соединенных между собой волосяными канальцами. Иногда в подушках наблюдаются вариолитовые структуры. Центральная часть подушек осветленная, лейкократовая, светло-зеленая. Переходы к массивной части довольно четкие, так как самые нижние подушки не имеют контактов, а как бы вырастают из массивной части потока. Последняя характеризуется мелкозернистым сложением, хорошо раскристаллизована, напоминает габбро-долерит; лишь иногда в ней появляются зоны рассланцевания. Порода зеленовато-серого или темно-зеленого цвета.

Подушечные лавы довольно часто деформированы и смяты в складки. В зонах рассланцевания подушки приобретают вид будин (см. рис. 61, *в*), а межподушечное и межбудинное пространство значительно увеличивается по объему. Иногда оно выполнено темным кремнистым углесодержащим материалом.

Минеральный состав базальтов подушечной текстуры: актинолит, альбит, эпидот, серицит, хлорит, лейкоксен, рудный минерал. Структура пород нематогранобластовая,

Таблица 74. Химический состав подушечных метабазальтов Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (Куликов, Куликова, 1981)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	48,13	48,80	50,38	52,60	47,68	49,00	43,75
TiO_2	0,85	0,78	1,09	0,49	0,48	0,98	0,23
Al_2O_3	15,16	14,69	14,40	13,43	14,63	16,20	5,85
Fe_2O_3	2,75	2,81	3,12	1,74	2,59	1,80	7,12
MnO	0,22	0,18	0,20	0,22	0,20	0,40	0,25
MgO	7,79	8,25	7,28	9,16	11,37	5,73	26,32
CaO	10,96	10,55	9,30	8,68	10,42	13,24	6,78
Na_2O	2,59	2,31	2,38	1,79	0,99	1,06	0,01
K_2O	0,30	0,12	0,30	0,90	0,58	0,24	0,01
H_2O	0,13	0,12	0,13	0,18	0,19	0,70	0,35
П.п.п.	2,90	3,71	2,55	2,38	3,70	1,81	5,85
P_2O_5	0,11	0,11	0,12	0,08	0,10	0,12	0,05
CoO	0,008	0,008	0,008	0,040	0,008	0,008	0,013
NiO	0,020	0,018	0,015	0,030	0,038	0,020	0,172
CuO	0,008	0,005	0,010	0,004	0,006	0,007	0,002
ZnO	0,014	0,012	0,013	0,020	0,010	0,014	0,018
Cr_2O_3	0,043	0,034	0,024	0,060	0,070	0,060	0,232
V_2O_5	0,055	0,055	0,042	0,040	0,005	0,060	0,042
$S_{общ}$	0,060	0,032	0,110	0,030	–	0,065	0,020
Сумма	100,74	100,66	100,34	100,39	100,14	100,73	99,97
Число анализов	7	11	8	4	3	3	2

1–4 – верхняя толща лопия: 1 – юго-западная часть пояса, 2 – западная часть пояса, 3 – оз. Конжозеро, 4 – Токшинская структура; 5–7 – средняя толща лопия в структурах: 5 – Каменноозерской, 6 – Сенегозерской, 7 – Каменнозерской (коматиит).

гранобластовая, иногда с реликтами бластоофитовой. По химическому составу (табл. 74) подушечные лавы относятся к базальтам и оливиновым базальтам нормальной щелочности.

Пирокластические породы в вулканогенной толще играют подчиненную роль, кроме того, они в значительной степени переработаны, и лишь в редких случаях удается наблюдать участки с мало измененными текстурами.

Пирокласты основного состава установлены в ряде участков к западу от оз. Шабаш (западная часть зеленокаменного пояса), где в одном из горизонтов агломератов широко развиты бомбы и лапилли. Бомбы достигают в диаметре 0,5–0,7 м, имеют зеленую окраску, характерные концентрические трещины. Лапилли темно-зеленого цвета хорошо выделяются на фоне светло-серой массы цементирующего их пеплового туфа. Мелкие бомбы нередко имеют неправильную форму (фигурные бомбы). Газовые пустоты в них ориентированы перпендикулярно корке закаливания и выполнены розовым кварцем. В других случаях в виде тончайших полосок они расположены параллельно стенке бомбы. Непосредственно на агломератах залегает лавовый поток мощностью около 3 м, представленный мелкозернистыми базальтами. Он перекрыт горизонтом псефитовых туфов мощностью около 2,5 м, который характеризуется более мелкими бомбами, чем первый. Туфы сменяются следующим лавовым потоком мощностью около 2,8 м, представленным мелкозернистыми базальтами темно-серого цвета с зонами эпидотизации в кровле и в подошве. В составе туфов преобладают хлорит, альбит, актинолит, кварц. Структура гранонематобластовая.

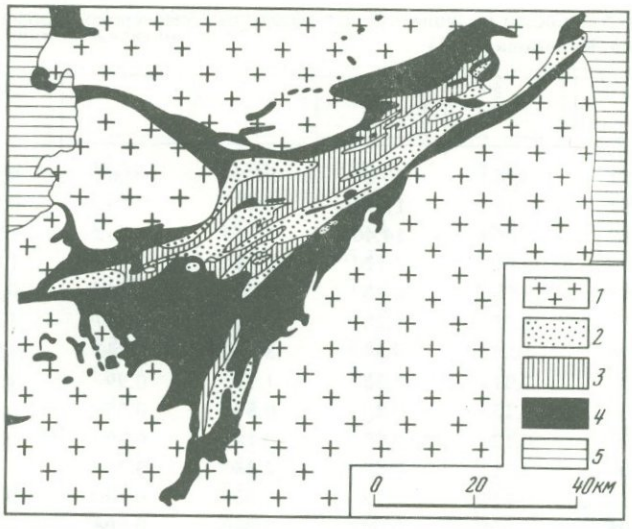


Рис. 62. Схема строения зеленокаменного пояса Барбертон (M. Viljoen, R. Viljoen, 1969)
1 – гранитоиды; *2–4* – породы (группы) комплекса Свазиленд: *2* – Модис, *3* – Фиг-три, *4* – Онвервахт; *5* – породы фанерозоя

Андезибазальты в пределах зеленокаменного пояса распространены довольно ограниченно. Чаще они выделяются по химизму, так как породы подвергались многократному метаморфизму и первичные минералы в них полностью отсутствуют. В Токшинской структуре андезибазальты отмечены в нижней толще. Но поскольку здесь они пространственно тяготеют к зонам гидротермальной проработки, есть основания думать, что эти андезибазальты являются метасоматически переработанными базальтами.

Андезибазальты Каменноозерской и Оловозерской структур, вероятно, имеют первично-магматическое происхождение. По данным М.Г. Попова, они представлены пластовыми телами мощностью 5–50 м, а также прослоями туфобрекчий и туфов (мощность 0,5–28 м). Породы зеленовато-серого цвета, мелкозернистые, массивные, участками рассланцованные. Местами обнаруживаются миндалевидные скопления хлорита, эпидота, кварца размером от 0,1–0,2 до 0,5 см. Структура пород бластопорфировая, бластоофитовая (?), гранонематобластовая. Порфировые и порфировидные выделения представлены плагиоклазом (до 30–40%). Амфибол почти полностью замещен хлоритом. Минеральный состав: актинолит (0,35%), плагиоклаз (60–75%), хлорит (5–40%), ильменит (0–1%), титанит, эпидот, карбонат, кварц.

В туфобрекчиях угловатые и овальной формы обломки андезибазальтов размером от 0,2–0,5 до 8 см погружены в мелко-, тонкозернистый кварц-альбит-хлоритовый агрегат. Количество обломков 10–40%. Псаммитовые кристаллокластические туфы сложены обломками и зернами плагиоклаза, погруженного в тонкозернистую кварц-альбит-хлоритовую массу. Иногда в них наблюдается слоистость. Однородные разновидности этих туфов очень похожи на рассланцованные андезибазальты.

ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС БАРБЕРТОН

Пояс расположен в пределах южного, Трансваальского, блока Родезийско-Трансваальского щита. Часто описываемый как Барбертонский синклинорий, он простирается с юго-запада на северо-восток на протяжении 130 км при ширине от 8–10 до 50 км (рис. 62).

Синклинорий выполнен мощными толщами вулканогенных и осадочных образо-

Таблица 75. Разрез зеленокаменного пояса Барбертон (Гапошина и др., 1984)

Серия	Толща	Формация, свита, мощность (в м)	Радиологический возраст (в млрд. лет.), метод	Состав
Модис		> 3100		Граувакки, кварциты, песчаники, гравелиты, конгломераты, сланцы, джеспилиты
Фиг-три		2150	2,98 ± 0,2 (Pb-Sr)	Граувакки, сланцы, джеспилиты, алевролиты, трахиты, кремнистые породы, туфы
Онверваxт	Верхняя	Сварткоппи, > 900		Серые и зеленые сланцы, риолиты, дациты, базальты, кремнистые породы, туфы
		Кромберг, > 1900	3,23 ± 0,3 (Pb-Pb) 3,29 ± 0,5 (U-Pb)	Толеитовые базальты, риолит-дациты, пирокласты, кремнистые и карбонатно-кремнистые породы
		Хугеног с горизонтом Мидл-Маркер в основании, 4850	3,40 (Pb изохронный) 3,36 ± 0,7 (Rb-Sr)	Толеитовые базальты, дациты, риолит-дациты, риолиты с прослоями полосчатых железистых пород, кремнистых пород, агломераты, туфы; Мидл-Маркер – горизонт кремнистых сланцев
	Нижняя (ультрамафитовая)	Комати, 3500	3,50 ± 0,2 (Rb-Sr)	Перидотитовые коматииты, коматиитовые базальты типа Барбертон и Бадплас, в подчиненном количестве толеитовые базальты
		Тизпрут, 2000		Коматиитовые базальты всех типов, толеитовые базальты и перидотитовые коматииты
		Сандспрут, > 2100		Перидотитовые коматииты, коматиитовые базальты всех типов, в подчиненном количестве толеитовые базальты

ваний общей мощностью свыше 20 000 м. Породы регионально метаморфизованы в условиях низких ступеней зеленосланцевой фации за исключением зон контактов с прорывающими гранитоидами. Благодаря тому что породы сохранили первичные структурные и текстурные признаки, в разрезе хорошо различимы как отдельные осадочные слои и пачки, так и покровы и потоки эффузивов. Эти особенности и характерная морфология синклинория сделали его одним из прототипов специфических тектоно-магматических образований архея – зеленокаменных поясов. Выполняющие его основные и ультраосновные эффузивы рассматриваются в настоящее время как петротипы базальтовых и ультрамафитовых лав этих докембрийских структур.

Вся совокупность супракрустальных образований Барбертонского синклинория объединена местными геологами в "систему" Свазиленд, в которой снизу вверх выделены серии Онверваxт, Фиг-три и Модис. Особую важность для интерпретации магматизма зеленокаменных поясов имеет серия Онверваxт, точнее ее нижняя толща, сложенная преимущественно перидотитовыми и коматиитовыми базальтами. Разрез "системы" Свазиленд приведен в табл. 75.

Отличительная особенность строения разреза пояса Барбертон – его цикличность, характерная и для существенно вулканогенной серии Онверваxт, и для кремнисто-глинистой серии Фиг-три, и для грубообломочной серии Модис. В нижней части серии Онверваxт сначала чередуются базальтовые и ультрамафитовые лавы, выше к ним присоединяются лавы среднего и затем кислого состава, вытесняющие ультрамафиты. В серии Фиг-три встречаются только трахиандезиты, а в серии Модис – кислые лавы и туфы.

По радиометрическим данным, супракрустальные породы имеют возраст 3–3,5 млрд. лет. Приблизительно такой же возраст имеют и наиболее древние из прорывающих их гранитоидов.

В вулканитах нижней (существенно ультрамафитовой) толщи серии Онвервахт наблюдаются шаровые лавы хорошей сохранности, иногда с зонами закалки, а также порфировидные, амигдалоидные, сферолитовые и вариолитовые текстуры и спинифекс-структуры, несомненно, подтверждающие эффузивное происхождение всей толщи. Это важное обстоятельство следует подчеркнуть, так как до недавнего времени некоторые исследователи рассматривали все пластообразные залежи магматических пород, особенно ультрамафитов, в качестве пластовых интрузий.

Характерными и наиболее интересными породами данной части разреза являются ультраосновные и основные эффузивы со спинифекс-структурой – перидотитовые коматииты (ультрамафитовые лавы) и коматиитовые базальты.

Верхняя толща серии Онвервахт не содержит коматиитовых эффузивов. В ее цикли-ческом строении, особенно хорошо выраженном в нижней части разреза (свита Хуге-ног), главную роль играют измененные толеитовые базальты. Покровы толеитовых базальтов имеют мощность от 6 до 300 м. Они группируются в пачки мощностью 180–1400 м, залегающие в основании вулканических ритмов, верхние члены которых представлены дацитами или риолит-дацитами. Суммарная доля кислых эффузивов в разрезе составляет 10%.

Толеитовые базальты – массивные или рассланцованные породы, слабо метаморфи-зованные (иногда до ступеней, переходных к эпигенезу), нередко миндалекаменные, часто с подушечными текстурами и вариолитовыми оболочками на периферии шаров. В средней части разреза верхней толщи (свита Кромберг) толеитовые базальты нередко сопровождаются разнообразными субаквальными пирокластами. Текстурные признаки базальтов и их сочетание с тонкослоистыми и градационно-слоистыми кремнистыми осадками, железисто-карбонатными и железисто-кремнистыми образованиями свидетельствуют о подводном характере излияний.

Абсолютный возраст, полученный Джаном и Шихом изохронным рубидий-стронциевым методом по нескольким минеральным фракциям одной пробы коматиитового базальта свиты Комати, при отношении $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}70048$ равен 3500 ± 200 млн. лет. Это значение интерпретируется как время излияния базальтов (Салоп, 1977). Подушечные толеитовые базальты из верхней толщи серии Онвервахт датированы свинцовым изохронным методом 3230 ± 30 млн. лет, а методом U-Pb конкордии – 3290 ± ± 50 млн. лет. Это значение трактуется как минимальный возраст излияния толеитовых базальтов верхов серии. Изотопный возраст гнейсо-гранитов фундамента серии Онвервахт 3500 млн. лет. Он близок к возрасту вулканитов нижней части разреза и поэтому, возможно, несколько завышен в связи с "омоложением" (Салоп, 1977).

Часть ультраосновных интрузивов Барбертона (комплекс Джемстаун) рассматривается в качестве одновозрастных комагматов ультрамафитовых эффузивов нижней части разреза. Другая их часть имеет более поздний, постсвазилендский возраст. Комагматами кислых эффузивов частично являются средние–кислые интрузивы района. Другая их часть относится к реоморфизованному досвазилендскому фундаменту.

Бóльшая часть коматиитовых и толеитовых базальтов нижней толщи серии Онвервахт, так же как и толеитовые базальты и кислые эффузивы верхней толщи, встречается в виде потоков, отчасти силлов и даек. Туфы (нередко кремнистые) присутствуют в резко подчиненном количестве, так же как и во многих других зеленокаменных поясах. Мощность потоков колеблется от 2 до 250 м, составляя в среднем около 10 м. Они обычно характеризуются подушечной отдельностью и могут содержать брекчии в основании и в кровле наряду с зонами со спинифекс-структурой. Подушки отличаются большим разнообразием по форме и по размерам (от 0,5 до 2 м), а слагающие их породы нередко имеют пузырчатые, амигдалоидные, вариолитовые текстуры (рис. 63).

Минеральный состав основных эффузивов Барбертона определяется главным образом вторичными минералами, хотя первичные минералы (плагиоклаз, клинопироксен, оливин) обнаруживаются почти в каждом потоке. Реликтовый плагиоклаз представлен вкрапленниками (An_{65-80}) и микролитами в основной массе (An_{45-60}). В некото-

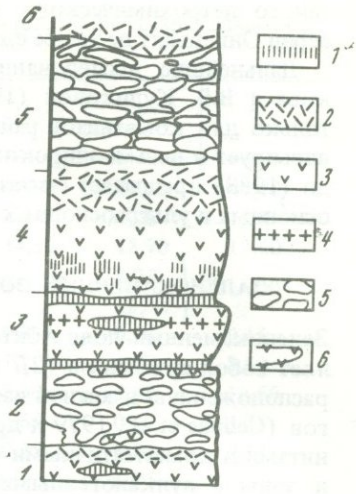


Рис. 63. Структуры и текстуры коматиитовых базальтов (Конди, 1983)

1–4 – структуры спинифекс: *1* – столбчатая, *2* – тонкозернистая беспорядочная (кристаллы < 1 см), *3* – беспорядочная (кристаллы 1–2 см), *4* – грубозернистая беспорядочная (кристаллы > 2 см); *5* – подушечная отдельность (20 × 10 см); *6* – брекчии; цифры – номера лавовых потоков

рых потоках серии Онвервахт содержится до 50% кристаллов первичных клинопироксенов в форме усеченных призм. Оливин частично или полностью замещен серпентином, в том числе и в скелетных кристаллах зоны спинифекс. Перекристаллизованная основная масса представлена тремолит-актинолитовым агрегатом, хлоритом, натриевым плагиоклазом, кварцем, эпидот-клиноцоизитовым и пренит-пумпеллиитовым агрегатами, карбонатом, ильменитом, магнетитом, сульфидами.

Основные эффузивы, слагающие единую толщу переслаивания с ультрамафитами (нижняя толща серии Онвервахт), по химическому составу весьма разнообразны. Здесь выделены толеитовые базальты (в подчиненном количестве) и коматиитовые базальты трех типов – Барбертон, Бадплас и Джелук (табл. 76).

Коматиитовые базальты типа Барбертон характеризуются присутствием CaO, Al_2O_3, MgO примерно в равных количествах (около 10%) при относительно высоком содержании кремнезема и калия. Базальты типа Бадплас отличаются относительно высоким содержанием кремнезема и магнезии и низким – глинозема и щелочей при наиболее высоком из всех типов содержаний CaO и, следовательно, отношении CaO/Al_2O_3. Типу Джелук в отличие от двух предыдущих свойственно заметно меньшее содержание кремнезема, очень высокое – MgO и очень низкое – щелочей.

При выделении коматиитовых базальтов как петрографического вида М. Вильюн и Р. Вильюн наряду с наличием спинифекс-структур особенно подчеркивали значение

Таблица 76. Химический состав перидотитовых коматиитов, коматиитовых и толеитовых базальтов зеленокаменного пояса Барбертон (Glikson, 1979; M. Viljoen, R. Viljoen, 1969)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	44,72	41,61	52,36	52,75	48,75	51,15	52,13	49,86	50,07
TiO_2	0,52	0,31	0,77	0,54	0,43	0,60	1,09	0,70	1,22
Al_2O_3	3,25	2,70	9,22	5,28	5,64	8,80	13,33	14,25	13,34
Fe_2O_3	6,02	5,63	1,43	0,97	1,38	1,31	2,24	2,65	2,31
FeO	5,52	4,35	9,55	8,65	9,21	9,43	9,94	7,67	9,10
MnO	0,19	0,17	0,21	0,27	0,18	0,21	0,21	0,17	0,19
MgO	25,35	30,58	10,45	15,44	19,98	14,86	6,35	7,32	6,10
CaO	6,97	4,29	10,36	12,79	8,69	10,34	8,98	10,69	9,47
Na_2O	0,49	0,15	2,35	1,11	0,49	1,44	2,97	2,54	3,34
K_2O	0,05	0,03	0,26	0,08	0,04	0,14	0,26	0,16	0,54
Число анализов	3	8	15	12	16	43	4	5	2

1–7 – породы нижней толщи серии Онвервахт: 1, 2 – перидотитовые коматииты свит Сандспрут и Комати, 3–5 – типы коматиитовых базальтов (3 – Барбертон, 4 – Бадплас, 5 – Джелук), 6 – среднее для коматиитового базальта нижней толщи, 7 – толеитовый базальт; 8–9 – толеитовые базальты свит верхней толщи серии Онвервахт: 8 – Хугеног, 9 – Кромберг.

такого петрохимического признака, как отношение CaO/Al_2O_3, которое в породах серии Онервахт не менее единицы и очень часто превышает эту величину.

Дальнейшие исследования Брукса, Харта, Сана, Несбита, Конди (1983), В.С. Куликова и В.В. Куликовой (1981) и других петрологов показали, что это справедливо только для коматиитов района Барбертон. Во многих других районах этот показатель варьирует в весьма широких пределах, часто опускаясь ниже единицы, поэтому К. Конди (1983) предлагает считать величину 0,8 нижним пределом CaO/Al_2O_3 отношения для основных и ультраосновных коматиитов.

ЗАЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС АБИТИБИ[1]

Зеленокаменный пояс Абитиби, называемый также осадочно-вулканическим, представляет собой архейскую (2,7 млрд. лет) складчатую область субширотного простирания, расположенную в южной части Канадского щита. Судя по описаниям канадских геологов (Gelinas et al., 1979 и др.), здесь перемежаются зоны, сложенные собственно вулканитами и комагматичными синвулканическими ("прекинематическими") интрузивами, и зоны с вулканогенными и терригенно-вулканогенными турбидитами того же или более молодого (архейского) возраста. Степень регионального метаморфизма варьирует от цеолитовой до амфиболитовой фации, повышаясь в направлении гнейсового обрамления пояса, где сосредоточены гранитоидные плутоны и гнейсовые купола, относящиеся к тому же архейскому (кеноранскому) циклу. Внутри пояса преобладает субвертикальное залегание пород. Однако детальное картирование с систематическим определением кровли и подошвы слоев, градационнои слоистости и т.п. позволило расшифровать сложную складчатую структуру пояса и провести достаточно дробное стратиграфическое расчленение архейских вулканитов, суммарная мощность которых измеряется многими километрами. Между стратиграфическими схемами различных авторов существуют расхождения, однако все они отражают главную особенность вулканической толщи в целом – преобладание в низах разреза подушечных ультрамафитовых и мафитовых лав (коматиитов, базальтов), в средней части – подушечных базальтов и андезитов, а в верхней – туфов и в меньшей степени лав дацитов и плагиориолитов в чередовании с потоками андезитов. Редкие прослои кислых вулканитов – предполагаемые пепловые туфы – встречаются и в более низких частях разреза. В палеогеографическом аспекте эта гомодромная в целом эволюция вулканизма интерпретируется как постепенное развитие на подводной вулканической равнине островной гряды с вулканами центрального типа, сходной с современными примитивными островными дугами. Правда, другие авторы (Gelinas et al., 1979 и др.) допускают возможность заложения этой архейской островной дуги на еще более древней сиалической коре. Как и на Урале, с плагиориолитовыми вулканами пояса тесно связаны пространственно и, вероятно, генетически крупные месторождения колчеданных руд (Норанда и др.).

Стратиграфическое расчленение вулканитов пояса Абитиби принято сочетать с разделением их на петрохимические серии и созданием так называемой хемостратиграфии. Верхняя часть разреза обычно относится к известково-щелочной серии, а нижняя – к толеитовой или к ее более дробным подразделениям. Джолли (Jolly, 1980), материалы которого послужили основой для характеристики вещественного состава вулканитов Абитиби, выделяет в их сводном разрезе следующие четыре серии (снизу вверх): магнезиальную, магнезиально-толеитовую, толеитовую и известково-щелочную. Первые две серии развиты главным образом к северу от разлома Поркьюпайн, а две вторые – к югу от него, в том числе в районе крупного колчеданного месторождения Норанда, геохимия пород которого особенно детально изучалась рядом авторов (Gelinas et al., 1979). Джолли трактует эти серии как результат четырехкратного возобновления базальтоидного вулканизма, связанного с плавлением мантийного перидотита и последующей дифференциацией в субвулканических камерах. В итоге внутри каждой серии

[1] Раздел написан С.В. Чесноковым.

Таблица 77. Химический состав базальтов зеленокаменного пояса Абитиби (Jolly, 1980; Ludden et al., 1982)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	49,50	47,30	48,49	46,80	47,30	47,60	48,10	47,70
TiO_2	0,79	0,52	0,78	0,75	2,59	2,14	0,26	1,24
Al_2O_3	10,70	10,80	13,36	11,90	13,40	14,10	18,70	17,60
Fe_2O_3	3,31	11,30*	1,51	11,00*	4,09	14,50*	2,23	11,00*
FeO	12,90		7,33		17,00		12,52	
MnO	0,21	0,19	–	0,22	0,32	0,25	0,14	0,15
MgO	7,80	12,60	4,93	10,50	5,11	5,13	6,75	5,53
CaO	10,50	12,20	13,08	11,80	7,34	8,40	5,91	10,50
Na_2O	2,70	1,25	1,44	1,25	3,72	2,65	0,47	3,75
K_2O	0,17	0,11	0,01	0,13	0,30	0,35	0,13	0,57
H_2O^+	4,89	–	3,55	–	2,97	–	5,87	–
H_2O^-	0,66	–	5,58	–	0,03	–	0,48	–
Сумма	100,82	–	100,15	–	100,08	–	99,23	–
Число анализов	1	10	1	5	1	19	1	8

*Суммарное железо в форме FeO.

1–8 – зеленокаменные базальты серий: 1, 2 – магнезиальной, 3, 4 – магнезиально-толеитовой, 5, 6 – толеитовой, 7, 8 – известково-щелочной.

Примечание. Ан. 3, 6, 8 включают дополнительно (в г/т соответственно): Rb 2; 4; 19; Sr 122; 94; 185; Zr 55; 170; 103; Ba 73; 132; 209; Cr не опр.; 85; 108; Ni не опр.; 105; 170; Y 18; 63; 20; La 3,4; 17,3; 13,4; Ce 9,0; 35; 24; Sm 2,0; 7,1; 3,4; Eu 0,66; 1,68; 0,86; Ho 0,6; 2,2; не опр.; Yb 1,4; 5,19; 2,0; Lu 0,24; 0,85; 0,27. В ан. 2 также присутствуют (в г/т): Cr 330; Ni 158.

наблюдается следующая эволюция составов: в магнезиальной – от коматиитов до андезитов; в магнезиально-толеитовой и толеитовой – от мафических базальтов до дацитов; в известково-щелочной – от базальтов до риолитов (плагиориолитов).

Базальты магнезиальной и магнезиально-толеитовой серий содержат вкрапленники оливина (обычно в виде серпентин-хлоритовых псевдоморфоз), возможно, ортопироксена (полностью замещенного), клинопироксена и реже плагиоклаза, роговой обманки и Fe-Ti окислов.

В толеитовых базальтах во вкрапленниках преобладает плагиоклаз (An_{65-50}); оливин, почти всегда замещенный хлоритом и серпентином, крайне редок; в андезибазальтах и андезитах появляются клинопироксен (авгит состава $Wo_{45}En_{20-35}Fs_{20-35}$). В кислых породах толеитовой серии клинопироксен встречается в основной массе и отвечает пижониту. Fe-Ti окислы наблюдаются во всех разновидностях пород, причем в более кислых они наполняют основную массу в виде "рудной пыли".

В базальтах толеитовой серии изредка (~ 1% площади выходов) встречаются подушечные разновидности со сферическими вариолями, состоящими из микроскопического прорастания плагиоклаза, ныне альбитизированного, и кварца. Эти вариоли трактуются как капли кислого расплава, возникшие при ликвации обогащенной железом толеитовой магмы (Gelinas et al., 1979).

Известково-щелочные базальты богаче толеитовых вкрапленниками, которые во всех разновидностях представлены плагиоклазом и клинопироксеном, изредка Fe-Ti окислами и очень редко оливином.

Метаморфические минералы представлены хлоритом, эпидотом, актинолитом, пренитом, сфеном, альбитом, кварцем, кальцитом и др.

Химический состав наименее измененных базальтов всех серий представлен в табл. 77, составленной главным образом по материалам Джолли (Jolly, 1980) с привлечением данных Луддена с соавторами (Ludden et al., 1982) по содержанию ряда редких элементов, в том числе редкоземельных элементов в трех пробах базальтов из разных серий.

На диаграмме *AFM* все серии достаточно четко различаются по трендам дифференциации. Магнезиальность в базальтах одинаковой кремнекислотности резко снижается от магнезиальной серии (12,6–18% MgO) к известково-щелочной (5,53%), а общая железистость всех разностей пород выше в толеитовой и магнезиально-толеитовой сериях. Толеитовая серия наиболее обогащена титаном (в среднем для базальта 1,82% TiO_2), тогда как остальные серии относительно обеднены им. Базиты всех серий имеют устойчиво низкие содержания (< 0,5%) K_2O и более высокие (но не превышающие 5%) – Na_2O. Общая щелочность и глиноземистость возрастают от магнезиальной серии к известково-щелочной, причем, как показывает сравнение усредненных и конкретных анализов с учетом наблюдаемых парагенезисов, вариации в содержаниях щелочей, вероятно, в значительной мере обусловлены метаморфизмом (альбитизацией и т.п.).

Характерна обогащенность всех базитов (и даже андезитов) Абитиби хромом и никелем (см. табл. 77) по сравнению с базитами современных островных дуг. Наряду с низким начальным отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,700), полученным для лав Абитиби, это дает повод сопоставлять их с базальтами океанического дна. Однако для объяснения обилия кислых разностей и андезитов в составе рассматриваемых серий некоторые авторы (Jolly, 1980; Ludden et al., 1982) предполагают реакционное взаимодействие базальтовых расплавов с материалом сиалической коры.

Специальные геохимические исследования подвижности главных элементов и ряда элементов-примесей (Zr, Y, Rb, Sr, РЗЭ) при зеленокаменном метаморфизме вулканитов Абитиби привели к выводу (Gelinas et al., 1979), что химизм слабо и умеренно метаморфизованных разностей достаточно близок к химизму исходных магматитов. Ti, Zr, Y и РЗЭ оказываются при метаморфизме малоподвижными. В более интенсивно метаморфизованных разностях РЗЭ выщелачиваются и переотлагаются метаморфическими растворами, обогащенными карбонатами и калием, но отношения Zr/Y и Zr/Ti остаются прежними. Pb, Ba и в меньшей степени Sr оказываются подвижными на всех уровнях изменения пород, как и K.

Изучение содержаний элементов-примесей, в частности РЗЭ, в наименее измененных разностях мафических лав Абитиби (см. табл. 77) привели Луддена и его соавторов (Ludden et al., 1982) к следующим выводам.

1. Базиты толеитовой серии, для которых характерно фракционирование плагиоклаза и клинопироксена, имеют относительно повышенное содержание РЗЭ и отрицательную Eu-аномалию, будучи близкими к современным толеитам типа исландских.

2. Для известково-щелочной серии, где преобладают андезиты и плагиориолиты, наблюдается относительное обогащение крупноионными литофильными элементами, но спектр содержаний РЗЭ в целом напоминает таковой для вулканитов толеитовой серии. Это может указывать на сходный минеральный состав протолита тех и других базитов с большей, чем в случае толеитов, контаминацией коровым сиалическим материалом.

Следует еще раз отметить, что представление о сиалическом цоколе для вулканитов Абитиби далеко не общепринято; роль коровых пород, влияющих на процесс магмообразования, здесь могут играть и метаморфические породы нижних частей осадочно-вулканической призмы.

ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬТОВОГО МАГМАТИЗМА ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ

В последние годы многими исследователями (Glikson, 1979; Конди, 1983; Гапошина и др., 1984) показано существование по крайней мере двух групп зеленокаменных поясов – древних и молодых, или (по другой терминологии) первичных и вторичных. В приведенных примерах к молодым относятся Сумозерско-Кенозерский пояс и пояс Абитиби, а к древним – пояс Барбертон. На рис. 64 показаны молодые пояса – Абитиби, Дхарвар, Гимольско-Костомукшский, Калгурли-Норсмен и древний – Барбертон. Анализируя состав базальтов и характер их ассоциаций, следует принять во внимание это чрезвычайно важное геологическое обстоятельство, которое отражается и на характеристике магматизма зеленокаменных поясов.

С каким типом базальтовых ассоциаций сходны базальты зеленокаменных поясов? От геосинклинальных базальтов (спилитовая, спилит-диабазовая ассоциации) базальты зеленокаменных поясов отличаются прежде всего по геологическим признакам – составу и типу пород, с которыми они ассоциируют. В зеленокаменных поясах в отличие от геосинклиналей базальты далеко не всегда обнаруживают пространственно-временну́ю связь с дунит-гарцбургитовой, габбро-верлитовой и т. п. ассоциациями. Здесь типична теснейшая связь базальтов толеитовой серии с ультраосновными породами вулканической фации, а также с переходными высокомагнезиальными породами.

Ультраосновные породы субвулканической фации обычно представлены силлами и малоглубинными пластообразными телами; они нередко превращены в тремолитовые, актинолит-тремолитовые и другие породы. Поверхностная фация тех же пород представлена потоками ультраосновных эффузивов с характерными структурами и текстурами приповерхностной закалки (перидотитовые коматииты).

Осадочная часть разреза в отличие от геосинклиналей неогея представлена чаще всего не известково-кремнистыми (и не кремнистыми), а железисто-кремнистыми по-

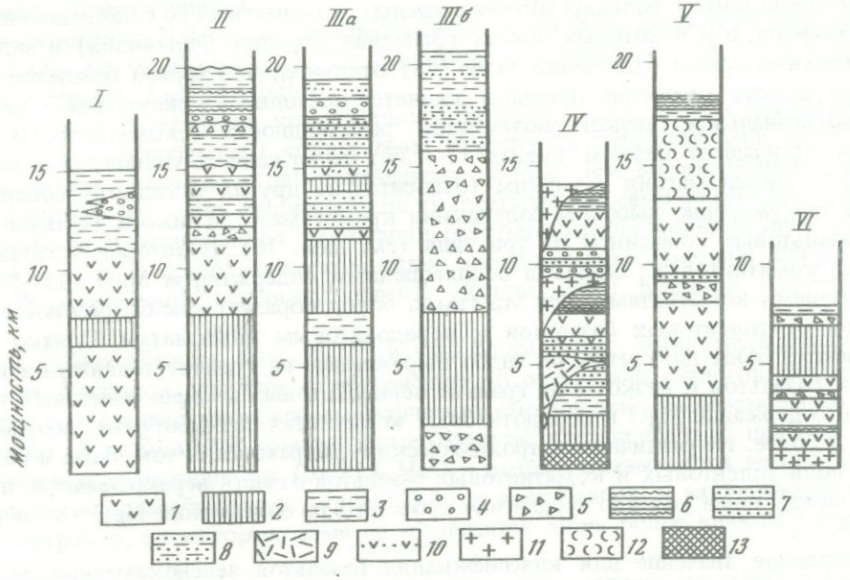


Рис. 64. Типовые разрезы зеленокаменных поясов

Зеленокаменные пояса: *I* **– Абитиби, Канада;** *II* **– Барбертон, Южная Африка;** *III* **– Калгурли-Норсмен, Западная Австралия (***а* **– район Кулгарди-Курраванг,** *б* **– район восточнее Калгурли);** *IV* **– Дхарвар, Индия;** *V* **– Гимольско-Костомукшский, Карелия,** *VI* **– Верховцевский, Украина. Формации магматических и осадочных пород:** *1* **– толеит-базальтовая;** *2* **– коматиит-базальтовая;** *3* **– сланцево-граувакковая;** *4* **– полимиктовых конгломератов;** *5* **– дацит-риолитовая;** *6* **– железистых кварцитов;** *7* **– аренитовая;** *8* **– аркозово-сланцевая;** *9* **– гнейсовидных тоналитов;** *10* **– карбонат-амфиболитовая;** *11* **– серых полосчатых гнейсов;** *12* **– андезитовая;** *13* **– базит-ультрабазитовые породы предположительно лунного типа**

Таблица 78. Средний химический состав базальтов зеленокаменных поясов (Glikson, 1979; Sun, Nesbitt, 1978; Гапошина и др., 1984)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO_2	52,49	47,92	53,85	50,11	50,80
TiO_2	1,76	1,26	0,62	0,79	1,37
Al_2O_3	13,35	9,93	8,78	12,07	14,00
Fe_2O_3	1,83	–	–	2,31	2,91
FeO	9,12	12,87	9,33	8,47	10,10
MnO	0,18	0,25	0,16	0,18	0,19
MgO	6,85	11,06	11,17	8,40	5,93
CaO	9,09	12,22	9,37	10,04	8,93
Na_2O	3,01	1,32	2,64	2,56	2,57
K_2O	0,36	0,19	0,34	0,48	0,24
Число анализов	13	9	7	22	6

Древние пояса: 1–6 – Барбертон, Южная Африка (1–3 – серия Онвервахт, нижняя толща; 4–6 – то же, верхняя толща); 7, 8 – Саргар, Индия; 9 – Колар, там же; 10 – Исуа, Западная Гренландия. Молодые пояса: 11 – Абитиби (серия Киватин), Канада; 12 – Йеллоунайф, там же.

Примечание. Ан. 1, 4, 5, 7–12 – базальты; 2, 3, 6 – коматиитовые базальты.

родами (токониты, железистые кварциты), реже черными сланцами, аргиллитами, граувакко-сланцевыми образованиями.

От трапповых ассоциаций древних и молодых платформ базальты зеленокаменных поясов отличаются совершенно несхожим типом, размерами и морфологией вмещающих тектонических структур, резко различным характером ассоциирующих с ними осадков, присутствием во многих поясах (Австралийский, Балтийский, Родезийско-Трансваальский щиты) больших объемов кислых, контрастных по отношению к базальтам вулканитов, а в некоторых поясах (Западная Карелия, Финляндия) и андезитов.

В петрохимическом отношении (табл. 78) отличительной чертой базальтов зеленокаменных поясов (особенно древних) является постоянное присутствие в них очень высокомагнезиальной, низкоглиноземистой разновидности – коматиитовых базальтов. Они отличаются низким (менее 11–13%) содержанием глинозема и высоким (8–13%) – окиси магния и низким (относительно других базальтов) содержанием щелочей при умеренно высоком содержании кремнезема. Гликсон (Glikson, 1979) делит базальтовые коматииты на три типа (см. табл. 76). Некоторые исследователи называют коматиитовые базальты с повышенным содержанием MgO (15–20%) пироксенитовыми коматиитами. Вся эта гамма пород образует как бы ряд постепенных переходов от толеитовых базальтов к перидотитовым коматиитам. Однако в этом ряду имеются зоны дискретности, слабо выраженные на границе толеитовых и коматиитовых базальтов и резко – на границе перидотитовых и пироксенитовых коматиитов, где содержание MgO в перидотитовых коматиитах скачкообразно возрастает до 23–25% и более. На различных петрохимических диаграммах, в том числе и на нормативных, поля толеитовых и коматиитовых базальтов отчасти перекрываются, поэтому границу между ними условно предлагают проводить по содержанию MgO =8% и Al_2O_3 = =11–13%.

Существенное значение для классификации базальтов зеленокаменных поясов и выделения среди них групп коматиитовых (высокомагнезиальных) и толеитовых базальтов имеет распределение в них редкоземельных элементов. Этот показатель, вероятно, определяет и генетические признаки рассматриваемых пород.

Коматиитовые базальты (рис. 65) характеризуются высокими содержаниями MgO, низкими – TiO_2 и крупноионных литофильных элементов, нефракционированным распределением тяжелых РЗЭ.

6	7	8	9	10	11	12
50,94	49,04	51,17	47,12	49,86	49,54	52,77
0,88	1,12	0,76	1,12	0,88	1,38	1,20
11,59	14,01	11,87	16,38	13,70	14,08	14,72
2,09	2,88	2,38	2,18	–	2,91	2,10
8,05	9,19	9,18	9,08	13,98	9,18	6,97
0,16	0,34	0,22	0,57	0,30	0,83	0,55
10,88	8,81	7,91	8,73	8,73	7,24	4,86
8,99	9,89	11,25	10,70	10,85	9,94	7,91
1,91	2,84	3,35	2,10	2,25	2,17	2,59
0,81	0,36	0,29	0,23	0,40	0,46	0,47
6	8	4	5	3	561	98

Толеитовые базальты по содержанию РЗЭ делятся на две группы (рис. 66). Первая, наиболее распространенная, характеризуется нефракционированным распределением редких земель (10-кратным превышением содержания по сравнению с хондритами) и незначительной аномалией в содержании европия или ее отсутствием. Вторая, отмечаемая иногда в верхах разрезов, отличается обогащением легкими РЗЭ и их фракционированным распределением.

От коматиитовых базальтов обе группы отличаются более высокими содержаниями TiO_2, Al_2O_3, Na_2O, K_2O, Ba, Sr, Zr, Y и более низкими – Cr, Ni, Co и величинами отношений MgO/FeO (< 1) и Ni/Co.

Геологически чередование коматиитовых базальтов всех типов с перидотитовыми коматиитами и подчиненным количеством толеитовых базальтов чаще встречается в так называемых первичных зеленокаменных поясах, чем во вторичных (обычно в низах разрезов). Это столь специфическое их сочетание уже само по себе представляется неповторимым и отличным от ассоциации базальтов ортогеосинклиналей, трапповых областей и т. п. В петрохимическом плане оно послужило поводом для выделения особой "коматиитовой" серии вулканитов (Конди, 1983; Куликов, Куликова, 1982 и др.).

Брукс и Харт (Brooks, Hart, 1974), изучив более 20 тыс. силикатных анализов фанерозойских базальтов, пришли к заключению об отсутствии аналогов коматиитовых базальтов архея среди молодых магматических образований геосинклинально-складчатых поясов. В то же время коматиитовые базальты, прежде всего их наиболее высокомагнезиальные разновидности (от 13% MgO и выше), оказываются весьма близкими по химизму к пикробазальтам континентов и к океанитам и анкарамитам вулканических островов, от которых заметно отличаются лишь более низким содержанием TiO_2.

Нигде в фанерозойских образованиях указанные авторы не обнаружили тесной ассоциации пикробазальтов с ультраосновными эффузивами. Хотя породы дунит-гарцбургитовой ассоциации континентов, лерцолиты океанов и т. п. образования по химизму нередко близки перидотитовым коматиитам, однако, как правило, без труда удается установить их плутоническое происхождение и отсутствие каких-либо связей с базальтами в стратифицированных разрезах.

Базальты молодых (вторичных) зеленокаменных поясов Канадского, Балтийского

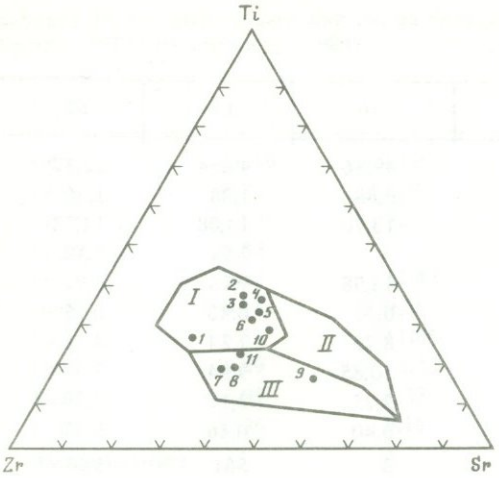


Рис. 65. Диаграмма Ti–Zr–Sr для толеитовых базальтов зеленокаменных поясов

1–11 – фигуративные точки составов толеитовых базальтов зеленокаменных поясов (цифры на диаграмме): *1* – Абитиби, *2* – Кулгарди, *3* – Норсмен, *4* – Йеллоунайф, *5* – Саут-Пасс, *6* – Мидлендс (мафическая формация), *7* – Берч-Учи, *8* – Лейк-оф-Вудс, *9* – Мидлендс (формация Малиями), *10* – Западной Кении (''надгруппа'' Ньянза), *11* – Стерджейн-Лейк; *I–III* – поля составов толеитовых базальтов: *I* – срединно-океанических хребтов, *II* – островных дуг, *III* – известково-щелочной серии

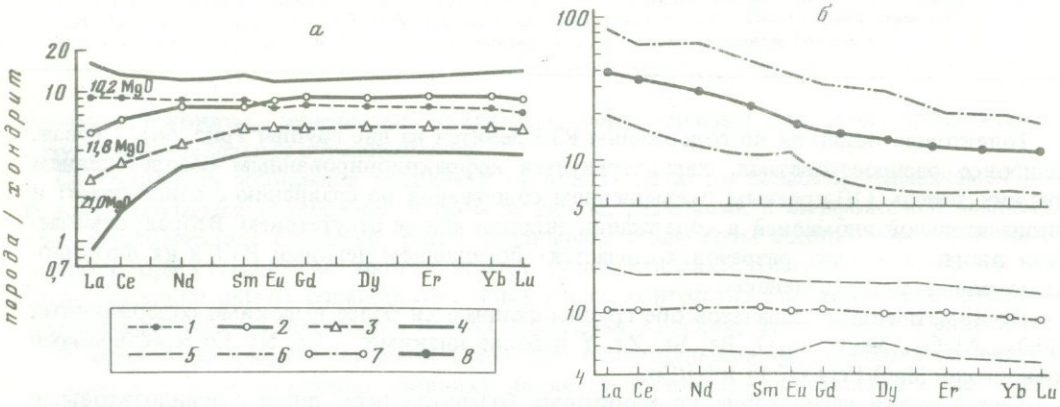


Рис. 66. Распределение редкоземельных элементов в коматиитовых (*а*) и толеитовых (*б*) базальтах зеленокаменных поясов (Конди, 1983)

1–3 – типы коматиитовых базальтов пояса Барбертон: *1* – Барбертон, *2* – Бадплас, *3* – Джелук; *4–6* – границы содержаний РЗЭ в базальтах: *4* – коматиитовых, *5* – толеитовых первой группы, *6* – то же, второй группы; *7, 8* – среднее содержание РЗЭ в толеитовых базальтах: *7* – первой группы, *8* – второй группы

и Индийского щитов, с одной стороны, сохраняют некоторые общие черты базальтов этой группы, с другой – отличаются и некоторыми особенностями. Традиционные их особенности следующие: 1) хорошая сохранность первичных текстур, особенно в шаровых и подушечных лавах, включая офитовые, пойкилоофитовые структуры; 2) флюидальные, шаровые, кластические и шлаковые текстуры; 3) относительно слабый метаморфизм зеленосланцевой фации, нередко с реликтовыми минералами; 4) широкое развитие пород толеитовой серии, часто в сочетании с породами коматиитовой серии.

Новой по сравнению с базальтами и вообще магматитами древних поясов чертой является резко возрастающая роль пород известково-щелочной серии. К ней относятся некоторая часть базальтов, крупные массы андезибазальтов и андезитов, а также лавы и пирокласты риолитового состава, слагающие верхи разрезов поясов или отдельных повторяющихся в этих разрезах циклов. В общем случае, по крайней мере для канадских поясов, как утверждают Ирвин и Барагар (Irvine, Baragar, 1971), в низах вулканических разрезов преобладают породы толеитовой серии, а в верхах – известково-щелочной.

Для собственно базальтов молодых поясов характерны также низкая степень окис-

Рис. 67. Положение точек нормативных составов высокомагнезиальных основных и ультраосновных вулканитов на диаграмме Гликсона

1 – перидотитовые коматииты; *2* – базальтовые коматииты; *3* – толеитовые базальты

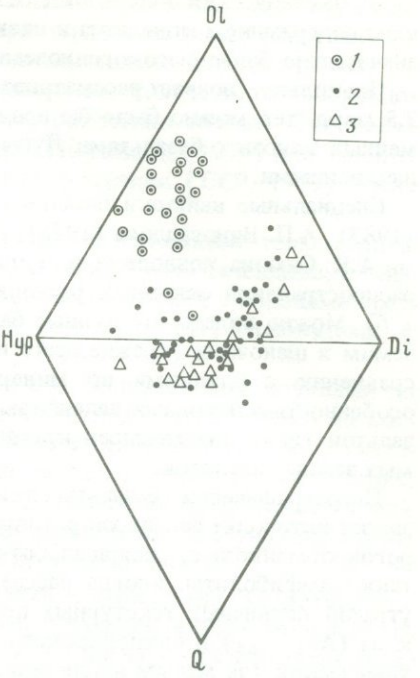
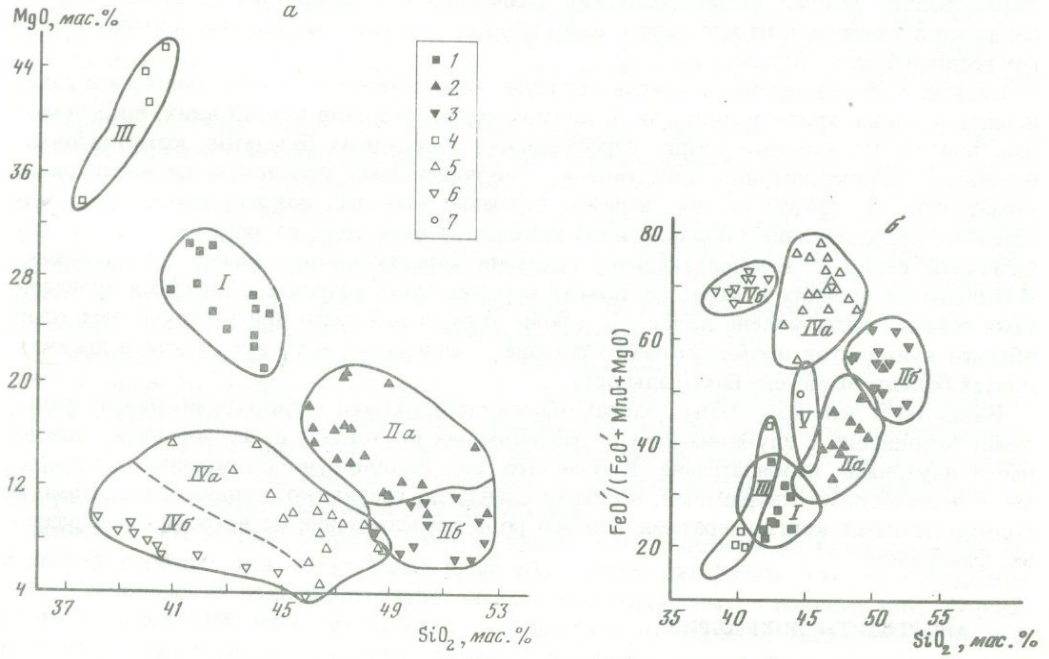


Рис. 68. Диаграммы $MgO–SiO_2$ (*а*) и $FeO'/(FeO'+MnO+MgO)–SiO_2$ (*б*) для земных и лунных основных и ультраосновных пород вулканического и отчасти неясного происхождения

1–3 – породы зеленокаменных поясов Земли; *1* – перидотитовые коматииты, *2* – базальтовые коматииты, *3* – толеитовые базальты; *4–7* – породы Луны: *4* – ультрамафиты неясного происхождения, *5* – умеренно- и низкотитанистые морские базальты, *6* – высокотитанистые (ильменитовые и ильменит-оливиновые) морские базальты, *7* – анортозиты, нориты, троктолиты комплекса АНТ; поля составов пород: *I* – перидотитовых коматиитов, *II* – базальтов (*а* – коматиитовых, *б* – толеитовых), *III* – ультрамафитов Луны, *IV* – лунных базальтов (*а* – "нормальных", *б* – высокотитанистых), *V* – пород комплекса АНТ



ленности железа, умеренная глиноземистость, низкое содержание титана, щелочей (особенно K_2O), рубидия, стронция и насыщенность кремнеземом (см. табл. 78).

По сравнению со средним спилитом базальты молодых поясов имеют более высокое содержание CaO, общего железа, MgO и более низкое – Na_2O, K_2O и TiO_2. Это подтверждает ранее сделанный вывод об отличии базальтового магматизма зеленокаменных поясов от начального базальтового магматизма ортогеосинклиналей.

От океанических толеитовых базальтов базальты молодых поясов отличаются меньшим содержанием глинозема и низким – TiO_2. Базальты островных дуг представлены значительно более высокоглиноземистыми и менее железистыми разностями (рис. 67).

Поскольку возраст рассматриваемых базальтов находится в интервале от 2,6–2,8 до 3,5 млрд. лет, можно было бы предположить сходство древнейших базальтов зеленокаменных поясов с базальтами Луны. Однако и здесь различия оказываются весьма существенными.

Специальные выборки базальтов и сопутствующих пород, заимствованные у Конди (1983), А.П. Виноградова (1975), В.Л. Барсукова и др. (1979) в сочетании с материалами А.К. Симона, позволили построить петрохимические диаграммы с учетом статистики распространения основных разновидностей пород в разрезах и на площади (рис. 68, *а, б*). Можно видеть, что лунные базальты и сопутствующие им породы беднее кремнеземом и щелочами (прежде всего натрием), но богаче магнием и особенно титаном по сравнению с близкими по минеральному составу и структурно-петрографическим особенностям породами зеленокаменных поясов. Железистость различных лунных базальтов (даже при меньшей кремнекислотности) значительно выше, чем у сравниваемых земных аналогов.

Петрографически базальты зеленокаменных поясов Земли представляют собой эпидот-актинолит-альбит-хлоритовые, хлорит-кварц-роговообманковые, альбит-эпидот-роговообманковые, кварц-альбит-клиноцоизит-актинолитовые и другие породы, а также амфиболиты, иногда рассланцованные и приобретающие сланцевую текстуру с утратой первичных текстурных признаков. Первичные минералы базальтов – плагиоклаз (An_{60-65}) и клинопироксен; оливин сохраняется очень редко. Вместе с тем изохимический (за малым исключением) метаморфизм позволяет достаточно точно идентифицировать многие петрохимические разновидности базальтов, устанавливать их вариации в разрезах и на площади и сопоставлять с базальтами, проявившимися в других геологических обстановках.

Базальты зеленокаменных поясов образуют характерные, не повторяющиеся в дальнейшей истории Земли ассоциации. В нижних частях разрезов как древних, так и молодых поясов это мощные толщи переслаивания толеитовых базальтов, коматиитовых базальтов, пироксенитовых коматиитов с подчиненными прослоями перидотитовых коматиитов. В верхних частях разрезов, особенно молодых поясов, ассоциации представлены переслаиванием подчиненного количества базальтов, но чаще уже известково-щелочной серии с преобладающими кислыми известково-щелочными вулканитами. В отличие от древних в молодых поясах верхняя часть разрезов с кислыми вулканитами обычно представлена полнее, и, кроме того, в ней часто присутствуют заметные объемы вулканитов промежуточного состава – андезитов, в то время как в древних поясах больше выражена бимодальность.

Базальты в зеленокаменных поясах обычно ассоциируют с диоритами–плагиогранитами. Ассоциация с глубинными ультраосновными плутонами и расслоенными основными плутонами необязательна. Кроме того, они ассоциируют с осадочными породами – железистыми кварцитами, черными сланцами, граувакко-сланцами, аренитами и полимиктовыми конгломератами. Такого рода переслаивание не встречается в разрезах фанерозоя.

АНОРТОЗИТЫ ДОКЕМБРИЯ

Массивы анортозитов и лейкогаббро (габбро-анортозитов) являются важнейшей составной частью магматизма ранних стадий развития Земли. Со времен Баддингтона все анортозитовые ассоциации принято подразделять на две группы. Анортозиты первой группы встречаются в виде прослоев (нередко очень мощных) в расслоенных интрузивах основных и ультраосновных пород, а также в массивах сиенит-габбрового, щелочно-габбрового и другого состава. Такие стратиформные анортозиты, тесно ассоциирующие с

габброидами и ультрамафитами, встречаются как в докембрийских, так и в фанерозойских образованиях. Эта группа анортозитов охарактеризована выше (см. главу 2).

В отличие от них анортозиты второй группы типичны только для докембрия, где они образуют крупные "автономные" (т. е. с подчиненным количеством габброидов и ультрамафитов) тела, залегающие в древних метаморфических толщах. Они описываются как "автономные докембрийские анортозиты" (Богатиков, 1979) или "анортозитовая формация" (Кузнецов, 1964; Магматические формации СССР, 1979). Ниже будет охарактеризован только этот тип анортозитов.

В настоящее время не известны комплексы анортозитов, сложенные только этими породами. Во всех случаях наблюдается их тесная пространственная (очевидно, и генетическая) связь или с основными и ультраосновными породами, или с породами среднего и кислого состава – диоритами, монцонитами (мангеритами), чарнокитами, к которым добавляются иногда граниты рапакиви.

Происхождение анортозитов и характер их связи с ассоциирующими породами до сих пор остаются предметом острой дискуссии. Многие исследователи считают их магматическими образованиями, другие – продуктами метаморфической или метасоматической дифференциации, третьи – доказывают их анатектическое происхождение, четвертые – связывают их образование с процессами ассимиляции базальтовой магмой больших объемов пелитовых осадков и т. д. Находки анортозитов на Луне однозначно решили вопрос в пользу их первично-магматического происхождения.

Весьма разнообразны также точки зрения на характер соотношений анортозитов с породами кислого и среднего состава: от случайного совмещения двух независимых магматических событий до наложения явлений гранитизации на ранее сформированные анортозиты. В последнее время, однако, большинство исследователей склоняются к представлению о происхождении этих ассоциаций путем дифференциации единого исходного магматического расплава. Подробный разбор этих точек зрения приведен во многих специальных публикациях (Богатиков, 1979; Тернер, Ферхуген, 1961; Грин, 1968 и др.).

Широкий спектр мнений относительно проблемы анортозитов докембрия связан главным образом с мощной вторичной переработкой массивов, из-за чего многие особенности их первичного строения затушеваны и реконструируются лишь с помощью методов магматической, метаморфической и структурной петрологии. Поэтому в настоящем разделе основное внимание будет уделено не обсуждению разнообразных точек зрения на происхождение анортозитов, которое можно найти в любой обобщающей работе, а характеристике фактического материала по наиболее изученным комплексам, позволяющего восстановить их первоначальное строение и состав.

В настоящее время автономные анортозиты докембрия, согласно О.А. Богатикову (1979), подразделяются на две группы: 1) ранних этапов развития древних платформ (архей–ранний протерозой); 2) этапа стабилизации древних платформ (конец раннего протерозоя, 2,0–1,6 млрд. лет). Основное различие между ними заключается в степени вторичной переработки, весьма значительной в древних и слабо проявленной или отсутствующей в относительно молодых анортозитах.

Вместе с тем следует указать, что эти группы были выделены на территории СССР; в других регионах они могут иметь иные абсолютные датировки. Так, на Канадском щите Гренвильский пояс анортозитов, аналогичных относимым к раннему типу, формировался около 1100 млн. лет назад, т. е. в позднем протерозое. Таким образом, при разделении анортозитов на группы должен учитываться не только их абсолютный возраст, но и другие признаки – тектоническое положение, характер вторичной переработки и др.

Это наиболее распространенная и наиболее характерная разновидность докембрийских автономных анортозитов. Она, в свою очередь, подразделяется на два типа: а) анортозиты, ассоциирующие с породами основного и ультраосновного состава; б) анортозиты, ассоциирующие с породами среднего и кислого состава (анортозит-мангеритовые ассоциации).

Анортозиты, ассоциирующие с породами основного и ультраосновного состава

Эта разновидность габбро-анортозитовых комплексов, развитая в раннем докембрии в наиболее широком возрастном интервале, среди древнейших раннеархейских пород является практически единственной. Габбро-анортозитовые массивы достаточно разнообразны как по морфологии, так и по характеру вторичной переработки. В качестве примеров ниже рассматриваются комплекс Фискенассет в Гренландии и массивы Монче–Чуна–Волчьих Тундр и Ачинский на Кольском полуострове.

Комплекс Фискенассет является наиболее представительным среди анортозитовых массивов громадного блока архейских пород, слагающего юго-западную часть Гренландии. По Уиндли и др. (Windley et al., 1973), комплекс достигает в длину 500 км при максимальной мощности около 2 км. Для массива характерна четкая ритмичная расслоенность при мощности слоев от нескольких сантиметров до нескольких метров. Расслоенность параллельна контактам; характер разреза выдержан на расстоянии по крайней мере 200 км. После образования массив был рассланцован так, что наложенная гнейсовидность практически параллельна расслоенности, а затем смят в изоклинальные складки, после чего вместе с вмещающими породами претерпел по крайней мере еще два этапа деформаций, в результате чего приобрел довольно сложную конфигурацию (рис. 69). В процессе деформаций породы массива были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, а на регрессивной стадии – в условиях амфиболитовой фации. Возраст гранулитового метаморфизма по Pb-Pb методу оценивается в 2850 ± 100, а по Rb-Sr – в 2710 ± 70 млн. лет (Bishop et al., 1980), т. е. массив имеет заведомо архейский возраст.

В основании и кровле массива наблюдаются двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, которые рассматриваются в качестве вмещающих пород ("зоны 1 и 9"). Нижняя часть разреза ("зона 2") образована дунитами, пироксенитами (бронзититами, реже вебстеритами), роговообманковыми перидотитами (гарцбургитами), богатыми магнетитом и ильменитом, магнетитсодержащими роговообманковыми пироксенитами и горнблендитами. Большинство пород имеет текстуру, близкую к массивной; только метаморфогенная роговая обманка придает им иногда линейную текстуру. В ассоциации с ней обычно наблюдается темно-зеленая шпинель типа плеоната. Из первичных минералов присутствуют оливин (Fa_{74-86}), бронзит (Fs_{14-23}) и хромит, по-видимому, представляющие собой кумулятивные фазы; к магматическим минералам, возможно, относятся часть роговой обманки (бурая) и красно-коричневый биотит, наблюдающиеся в виде реликтов. Мощность зоны около 100 м.

"Зона 3" (расслоенных лейкогаббро) мощностью 100 м сложена тонким чередованием лейкогаббро и анортозитов, образованных различными пропорциями бронзит-гиперстена (Fs_{24-30}), плагиоклаза (An_{92-96}) и роговой обманки; мощность прослоев анортозитов может достигать 20 см. Роговая обманка обычно вторичная.

В "зоне 4" ("темного габбро") наблюдается тонкое переслаивание габбро, анортозитов и пироксенитов. Гиперстен и диопсид в породах присутствуют в отношении 3 : 1. Часто присутствует зеленая до сине-зеленой роговая обманка. Мощность 10 м.

"Зона 5" – горизонт однородных (массивных) лейкогаббро, варьирующих по составу от анортозитов до габброноритов. В породах весьма обычны реликтовые кумуля-

Рис. 69. Схема строения комплекса Фискенассет (Windley et al., 1973)
1 – базиты комплекса Фискенассет; *2* – вмещающие породы

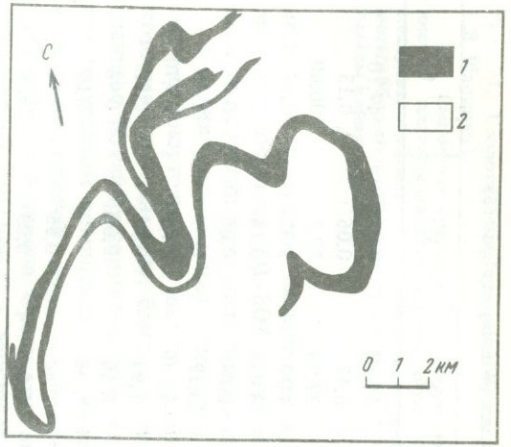


Рис. 70. Схема геологического строения Ачинского интрузива (Анортозиты Земли и Луны, 1984)
1 – метагаббро-анортозиты; *2* – образования кейвской серии; *3* – олигоклазовые гнейсо-граниты Мурманского блока; *4* – элементы залегания сланцеватости

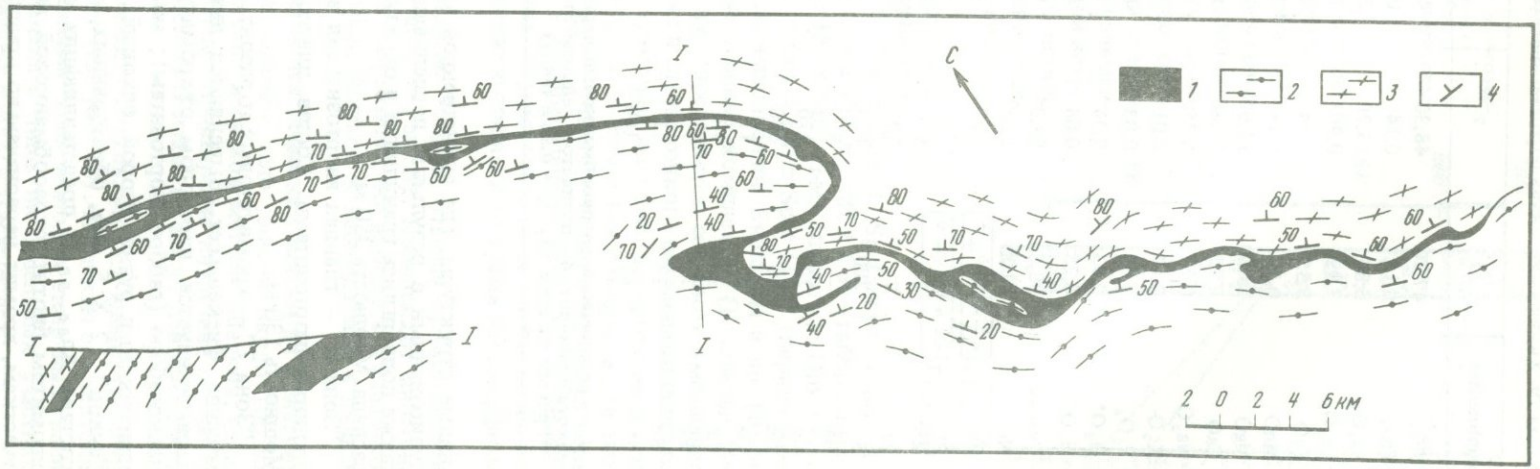


Таблица 79. Химический состав пород комплекса Фискенассет (Windley et al., 1973)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	47,70	48,30	43,60	46,20	44,30	47,10
TiO_2	0,15	0,14	0,09	0,47	0,06	0,13
Al_2O_3	6,86	15,70	21,60	27,90	27,25	30,60
Fe_2O_3	3,99	0,90	1,96	1,22	1,37	0,57
FeO	5,55	4,74	4,83	3,45	3,14	1,36
MnO	0,19	0,14	0,10	0,08	0,06	0,03
MgO	25,60	11,60	11,20	3,12	6,31	1,45
CaO	6,35	15,60	12,80	14,80	14,80	13,70
Na_2O	0,72	0,75	1,38	1,94	0,93	2,52
K_2O	0,17	0,01	0,18	0,16	0,06	0,96
P_2O_5	0,03	0,03	0,04	0,04	–	0,02
H_2O^+	0,83	0,36	1,22	0,44	0,55	0,45
H_2O^-	0,25	0,08	0,09	0,03	0,05	0,07
Сумма	98,62	98,35	93,29	99,85	99,85	98,96
Ni	1100	1700	340	60	275	60
Zn	50	70	40	35	40	40
Sr	7	7	45	90	60	80
Rb	8	5	4	5	6	125
Zr	7	20	11	35	5	25
S	200	1300	35	16	60	50
Ba	–	3	3	26	7	180
Co	200	170	50	30	40	14
Cu	60	300	25	20	30	40
Ga	8	11	16	24	24	22
Li	13	90	25	19	15	14
Pb	7	7	3	1	8	14
Sc	13	11	–	40	–	–
V	85	160	50	90	10	15

1 – расслоенный роговообманковый перидотит; 2 – норит с кумулятивной структурой; 3 – лейкогаббронорит; 4 – пятнистое лейкогаббро; 5 – анортозит; 6 – гранатовый анортозит.
Примечание. Cr_2O_3 – 0,23% (ан. 1).

тивные структуры, где единственной кумулятивной фазой является плагиоклаз, гранулированный в результате последующих деформаций. Интерстициальные пироксены также подверглись грануляции и образуют агрегаты изометричных зерен без структуры распада. Мощность 250 м.

"Зона 6" – главная анортозитовая зона массива – образована анортозитами и габбронорит-анортозитами. Состав плагиоклаза – An_{86-92}, обычно он гранулирован. Мощность 130 м.

"Зона 7" – хромититовый горизонт – является характерной особенностью строения массива Фискенассет. Выделяются два главных типа пород. Первый, расслоенный, характеризуется переходом от хромититов через хромит-роговообманковые слои к лейкогаббро (габбро-анортозитам); мощность слоев около 3 см. Присутствуют обычно плагиоклаз и рутил. Второй, очковый, тип характеризуется наличием плагиоклазовых "очков" (2 × 5 см), образованных мозаикой изометричных плагиоклазовых зерен состава An_{86-90} и представляющих собой микробудины. Они облекаются богатой хромитом биотит-роговообманковой матрицей. Судя по сохранившимся реликтовым участкам, хромит первоначально присутствовал в породах и в качестве кумулата, и в

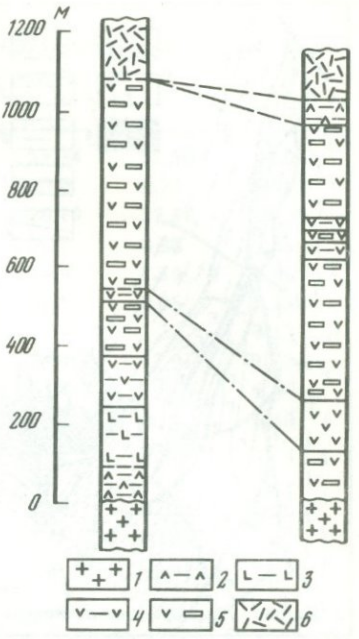


Рис. 71. Геологические разрезы Ачинского интрузива (по Е.В. Шаркову)

1 – щелочные граниты; *2* – эндоконтактовые мелкозернистые плагиоклазовые амфиболиты (метагаббро); *3* – метаультрабазиты; *4* – меланократовые метагаббро; *5* – метагаббро-анортозиты и анортозиты; *6* – гранат-биотитовые гнейсы кейвской серии

виде интеркумулуса. Количество хромита в породах местами достигает 60–80%, и они могут рассматриваться как хромитовая руда. Мощность горизонта 20 м.

Верхняя часть массива ("зона 8") образована гранатовыми анортозитами, иногда содержащими диопсид, которые, по-видимому, близки к гранатовым плагиосланцам по габбронорит-анортозитам в колвицко-сальнотундровском комплексе (см. ниже). Состав плагиоклаза в них отвечает An_{80-86}, гранат – пироп-альмандину с 36–46% пиропа. Среди этих анортозитов встречены линзы сапфирин- и корундсодержащих пород, вероятно, представляющих собой переработанные ксенолиты супракрустальных пород (силлиманитовых гнейсов, карбонатных пород, роговиков).

Первоначальные минеральные ассоциации, восстановленные Уиндли с соавторами по реликтам, выглядят следующим образом: Pl + Opx ± Cpx ± Hbl ± Sp (анортозиты); Pl + + Opx ± Cpx ± Hbl ± Sp (лейкогаббро); Pl + Opx ± Hbl ± ti-Mt ± Cpx (габбро и нориты); Crt ± Opx ± Hbl ± Rt (хромититы); Ol ± Hbl ± Sp ± ti-Mt (дуниты); Opx ± Cpx ± ± Hbl ± Sp ± ti-Mt (пироксениты); Ol + Opx ± Cpx ± Hbl ± Sp ± ti-Mt (перидотиты).

Специальное изучение сульфидов комплекса, выполненное Бишопом и др. (Bishop et al., 1980), показало, что, как и в других расслоенных комплексах (Бушвельд, Маскокс), состав сульфидов в значительной мере определяется составом вмещающих пород, причем эта зависимость сохраняется даже в случае тонкого ритмичного переслаивания. Установлено, что для ультрамафитов характерна ассоциация пирротина и пентландита, для габброидов – пирротина, халькопирита, пирита и пентландита, а для анортозитов – халькопирита и пирита. В хромитовых линзах нередко отмечаются повышенные содержания платиноидов. Аналогия в распределении сульфидов в массиве Фискенассет с другими интрузивами основных и ультраосновных пород позволяет думать, что сульфиды возникли еще в магматическую стадию и во время метаморфизма были только перекристаллизованы.

Состав исходного расплава комплекса, согласно Уиндли, отвечал высокоглиноземистому базальту (анортозитовому габбро; табл. 79, ан. 3). Привлекают внимание очень низкие концентрации щелочей в габбро и анортозитах, что согласуется с высокой основностью плагиоклаза (An_{82-96}) этих пород, близкой к наблюдаемой в лунных анортозитах (Богатиков, 1979).

Другим примером подобных интрузивов является **Ачинский массив** на Кольском полуострове. Он представляет собой пластинообразное тело длиной около 100 км при ширине от первых километров до нескольких десятков метров (Шарков, Сидоренко, 1975; Юдин, 1980; Шарков, 1983_1). Общее простирание интрузива северо-западное с крутым (70°) падением на северо-восток. В плане он имеет лентообразную неправильную форму (рис. 70).

Интрузив приурочен к тектоническому контакту олигоклазовых гнейсо-гранитов Мурманского блока с гнейсами кейвской серии (см. рис. 70). Контакты его тектонические, сорванные, часто затушеванные внедрениями более молодых щелочных гранитов. Первичные интрузивные контакты сохранились лишь на отдельных участках. Возраст массива, по данным К-Ar метода, оценивается в 2000 ± 100 млн. лет.

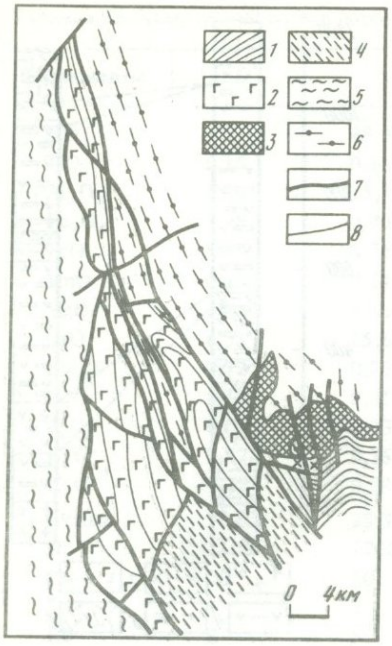


Рис. 72. Схема геологического строения района Монче–Чуна–Волчьих Тундр (Шарков, 1980)

1 – эффузивно-осадочные образования серии имандра-варзуга; *2* – габбро-анортозиты массива Монче–Чуна–Волчьих Тундр; *3* – основные и ультраосновные породы Мончегорского плутона; *4* – амфиболовые гнейсы и сланцы тундровой серии; *5* – мигматизированные гнейсы беломорской серии; *6* – кристаллические сланцы кольской серии; *7* – разломы; *8* – расслоенность

Ачинский массив образован преимущественно крупнозернистыми сильно рассланцованными анортозитами, лейкогаббро (габбро-анортозитами), метагаббро и подчиненными им количественно тремолитовыми амфиболитами по ультраосновным породам. В поперечном разрезе массив имеет асимметричное строение. Его верхняя часть сложена крупнозернистыми (до гигантозернистых) анортозитами, которые вниз по разрезу постепенно сменяются такситовыми меланократовыми лейкогаббро (рис. 71), переходящими в среднезернистые мезократовые габброиды. Последние, в свою очередь, сменяются тремолитовыми амфиболитами с маломощными (10–20 см) прослоями полевошпатовых амфиболитов. В эндоконтакте развиты мелко-, среднезернистые метагаббро (полевошпатовые амфиболиты). В центральных частях интрузива среди анортозитов и меланократовых лейкогаббро отмечаются слои титаномагнетитовых руд мощностью до нескольких метров и протяженностью в десятки – сотни метров. Здесь наиболее четко проявлена ритмичная расслоенность. Асимметричный характер пачек подчеркивается прослоями, содержащими минералы ранней стадии кристаллизации (оливин и титаномагнетит).

Породы массива интенсивно рассланцованы и метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Местами в них отмечается реликтовая трахитоидная текстура, обусловленная плоскопараллельным расположением таблитчатых кристаллов плагиоклаза. Аналогичное залегание имеют расслоенность в зоне тремолитовых амфиболитов и наложенная сланцеватость. Все эти структурные элементы располагаются параллельно контактам массива, деформированного вместе с вмещающими породами в изоклинальные складки с крутыми осевыми поверхностями.

В метагаббро-анортозитах плагиоклаз (An_{54-80}) является единственной кумулятивной фазой, слагающей 70–95% объема пород. Агрегаты вторичной зеленой роговой обманки образуют псевдоморфозы по интерстициальным темноцветным минералам, от которых иногда сохраняются очень мелкие реликты клинопироксена. Из других интерстициальных минералов отмечаются титаномагнетит, ильменит, апатит, кварц. Состав реликтового плагиоклаза закономерно меняется по разрезу. Снизу вверх он обогащается альбитовым миналом, что свидетельствует о наличии здесь скрытой расслоенности.

Роговая обманка развивается в связи с наложенной сланцеватостью и, несомненно, имеет вторичный характер; она ассоциирует с эпидот-клиноцоизитом, иногда с бурым биотитом. Плагиоклаз при этом деанортитизируется до андезина № 30–45. В метаультрабазитах амфибол относится к актинолит-тремолитовому ряду.

Петрологические материалы по ритмичной и скрытой расслоенности позволяют считать, что первоначально массив представлял собой пологозалегающее тело, а его современное крутое залегание является вторичным, связанным с последующими деформациями.

Химизм пород Ачинского массива отражен в табл. 80. Судя по составу эндоконтакто-

Таблица 80. Химический состав пород Ачинского массива

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	37,36	40,00	50,27	48,69	49,44	51,34	51,50	48,04
TiO_2	2,57	0,19	0,17	0,32	0,95	0,22	0,24	0,90
Al_2O_3	6,94	3,49	14,96	18,49	23,56	26,19	27,86	16,09
Fe_2O_3	10,20	2,32	3,22	4,88	3,80	0,57	0,38	2,81
FeO	16,82	7,16	10,55	4,41	3,74	3,49	1,59	9,66
MnO	0,32	0,11	0,19	Сл.	0,13	0,05	0,05	0,15
MgO	19,19	33,51	8,61	6,99	0,90	1,94	1,20	6,12
CaO	2,24	1,16	9,05	13,00	11,80	7,44	12,01	12,04
Na_2O	0,01	0,02	2,69	2,88	4,18	5,07	4,06	2,30
K_2O	0,06	0,01	0,25	0,17	0,84	1,52	0,27	0,48
P_2O_5	0,02	1,60	–	–	0,19	–	0,09	–
V_2O_5	0,14	–	–	–	–	–	–	–
H_2O^-	0,37	0,16	0,03	–	0,09	0,10	0,06	0,06
П.п.п.	3,82	10,10	0,52	0,70	0,84	2,25	0,66	1,27
Сумма	100,06	99,83	100,51	100,53	100,46	100,18	99,97	99,92

1 – титаномагнетитовый метаперидотит (Юдин, 1980); 2 – амфиболизированный серпентинит (Юдин, 1980); 3 – ортоамфиболит (Юдин, 1980); 4 – метагаббро (Юдин, 1980); 5–7 – металейкогаббро (габбро-анортозиты) (Шарков, Сидоренко, 1975; Юдин, 1980); 8 – эндоконтактовое лейкогаббро (Шарков, 1983_1).

вых габброидов, состав его исходного расплава отвечал толеитовому базальту повышенной щелочности (”переходного типа”, см. главу 1).

Подобного типа интрузивы развиты в Индии (комплекс Ситтампунди), Шотландии (Норд-Левис), в поясе Лимпопо Южной Африки, на о-ве Мадагаскар, в Сьерра-Леоне, Танзании, Уганде. Для них характерны пластинообразная, согласная со структурой вмещающих пород форма, интенсивное согласное рассланцевание пород, сопровождаемое их метаморфизмом в условиях гранулитовой и(или) амфиболитовой фаций.

Древнейшие анортозиты могут встречаться и в другом виде, как в отношении морфологии тел, так и характера их вторичной переработки. Примером таких анортозитов может служить интрузив Монче–Чуна–Волчьих Тундр.

Интрузив Монче–Чуна–Волчьих Тундр (Главного хребта) расположен в центральной части Кольского полуострова. Он протягивается в субмеридиональном направлении на расстояние около 100 км при ширине от 1–2 км в северной части до 10–20 км – в южной (рис. 72). Массив известен со времен рекогносцировочных работ А.Е. Ферсмана. Его дальнейшие исследования связаны с именами О.А. Воробьевой, Д.В. Шифрина, С.Д. Покровского, Б.А. Юдина и др. Долгое время он считался раннекарельской крутопадающей интрузией трещинного типа, однако более поздние исследования показали, что интрузив является пологозалегающим телом мощностью от 3,5 до 6 км, погружающимся на юго-восток.

Интрузив расположен на границе двух крупнейших тектонических единиц восточной части Балтийского щита – Кольского и Беломорского мегаблоков, в зоне Лапландского глубинного разлома (см. рис. 6). Благодаря этому он вовлекался в процессы, связанные с развитием разлома, и в настоящее время представляет собой серию тектонических блоков, форма которых определяется конфигурацией ограничивающих их разломов (Шарков, 1980).

Первичные интрузивные соотношения массива с гранулитами кольской серии архея сохранились лишь на отдельных участках, в частности в северной части хр. Монче-Тундра (Шарков, 1980). Все остальные контакты – тектонические – зоны совместного

Таблица 81. Химический состав пород и минералов интрузива Монче–Чуна–Волчьих Тундр (по Е.В. Шаркову)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	51,20	53,44	52,04	47,74	47,12	37,88
TiO_2	0,16	0,20	0,63	Сл.	0,17	0,03
Al_2O_3	14,55	1,26	3,92	32,95	21,38	–
Fe_2O_3	0,50	–	0,85	0,02	0,96	1,26
FeO	5,09	14,40	6,62	0,24	4,75	21,96
MnO	0,14	0,29	0,25	Сл.	0,13	0,16
MgO	11,92	27,00	17,18	0,70	8,05	38,18
CaO	14,54	2,56	17,22	15,30	12,76	0,45
Na_2O	1,10	–	0,50	2,43	2,04	–
K_2O	0,10	0,60	0,10	0,04	0,18	–
H_2O^-	–	–	–	–	0,06	–
П.п.п.	0,89	–	–	0,73	1,83	–
Сумма	100,19	99,75	99,23	100,15	99,43	99,92

1–4 – среднезернистый габбронорит: 1 – валовой состав, 2 – ортопироксен, 3 – клинопироксен, 4 – плагиоклаз; 5–7 – лейкократовый троктолит: 5 – валовой состав, 6 – оливин, 7 – плагиоклаз; 8–11 – габбронорит-анортозит: 8 – валовой состав, 9 – ортопироксен, 10 – клинопироксен, 11 – плагиоклаз; 12, 13 – анортозит: 12 – валовой состав, 13 – плагиоклаз.

Примечание. H_2O^+ – 0,62% (ан. 3).

рассланцевания в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, достигающие в ряде случаев мощности до 0,5 км. Вне зон рассланцевания в породах наблюдаются прекрасно сохранившиеся кумулятивные структуры и текстуры.

По вертикали интрузив четко разделяется на три зоны: 1) габброноритов; 2) трахитоидных габбронорит-анортозитов; 3) крупнозернистых лейкогаббро (габбро-анортозитов).

Зона габброноритов образует нижнюю часть разреза массива. Она состоит из ритмичного переслаивания среднезернистых габброноритов, оливиновых габброноритов; плагиоклазовых лерцолитов и вебстеритов. Преобладающей породой являются среднезернистые габбронориты. Кумулятивные фазы в пределах зоны – плагиоклаз (An_{78-80}) + ортопироксен (Fs_{22-23}) + клинопироксен ($Wo_{37}En_{51}Fs_{12}$) ± оливин (Fa_{20-22}). Мощность зоны не менее 500–600 м; полная мощность неизвестна, так как нижний контакт зоны не наблюдался.

Зона трахитоидных габбронорит-анортозитов и анортозитов образует среднюю часть разреза массива. Характерная особенность пород зоны – резкий идиоморфизм плагиоклаза (An_{67-76}) по отношению к пироксенам, представленным инвертированным пижонитом (Fs_{34-35}) и авгитом ($Wo_{34}En_{50}Fs_{16}$) с грубыми пластинами распада твердых растворов. С востока на запад наблюдается постепенный переход габбронорит-анортозитов в анхимономинеральные анортозиты, слагающие весь восточный склон Волчьих и Чуна-Тундр.

В основании зоны прослеживается невыдержанный горизонт лейкократовых троктолитов (кумулус – плагиоклаз An_{75-76} и оливин Fa_{25}). Мощность зоны с юга на север уменьшается от 2,5 до 0,3–0,5 км.

Зона крупнозернистых лейкогаббро (габбро-анортозитов) слагает верхние части разреза массива в Монче-, Чуна- и Волчьих Тундрах. В отличие от подстилающих трахитоидных габбронорит-анортозитов эти породы имеют массивную текстуру и неравномернозернистое сложение с неясно выраженной расслоенностью. Минеральный состав пород такой же, только снижается основность плагиоклаза (An_{63-65}) и магнезиальность пироксенов: ромбического до Fs_{43}, а моноклинного – до $Wo_{34}En_{50}Fs_{20}$. Породы однородны как по вертикали, так и по горизонтали. В основании зоны также прослежи-

7	8	9	10	11	12	13
48,16	50,25	50,48	51,30	51,36	50,34	50,76
Сл.	0,41	0,35	0,35	Сл.	0,06	Сл.
32,65	21,70	1,33	1,39	30,77	28,64	31,47
0,13	0,17	0,60	3,20	0,01	1,05	–
0,52	4,26	23,76	15,12	0,28	1,65	0,42
Сл.	0,11	0,36	0,31	Сл.	0,04	Сл.
0,62	4,30	18,11	16,69	0,39	1,35	0,47
14,92	13,30	4,40	10,85	12,43	13,05	13,12
2,56	2,58	–	0,19	3,97	3,26	3,54
0,06	0,25	–	0,10	0,07	0,24	0,06
–	0,12	–	–	–	0,28	–
0,40	1,18	–	–	0,43	0,32	0,33
100,02	99,68	99,59	99,46	99,73	100,30	100,17

вается невыдержанный горизонт троктолитов, состоящих из плагиоклаза (An_{66}) и оливина (Fa_{35}). Мощность зоны не менее 2,5–3 км. Полная мощность неизвестна, так как породы более высоких уровней уничтожены эрозией. Химические составы пород и минералов отражены в табл. 81.

Пространственная ориентировка расслоенности в массиве характеризуется в общем выдержанным субмеридиональным простиранием и закономерно меняющимся падением; в пределах хр. Монче-Тундра структуру можно определить как синклиналеподобную, полого погружающуюся на юг–юго-восток. С запада и востока массив оборван разломами, срезающими первично-магматические структуры (см. рис. 72). Буровыми скважинами под габброноритами хр. Монче-Тундра были вскрыты гарцбургиты, бронзититы и нориты, аналогичные развитым в пределах Мончегорского плутона. Они чередуются с анортозитами и габброидами Главного хребта, однако большое количество зон бластомилонитов не позволяет однозначно решить проблему их генетических взаимоотношений.

В пределах хребтов Чуна-, Волчьи и Лосевые Тундры интрузив представляет собой тело, ориентированное в меридиональном направлении. Расслоенность здесь под разными углами (от 30–40° на горе Кивайвынч до 60–70° в южной части) падает на запад.

По изотопно-геохронологическим данным, возраст интрузива Монче–Чуна–Волчьих Тундр оценивается в 3800±300 млн. лет (Тугаринов, Бибикова, 1975), что позволяет считать его одним из древнейших интрузивов на территории СССР.

Габбро-анортозиты друзитового комплекса Беломорья. Другую разновидность древнейших габбро-анортозитов Балтийского щита представляют собой массивы, входящие в состав друзитового комплекса Беломорья. Последний образован серией мелких будиноподобных тел основных и ультраосновных пород, буквально пронизывающих беломорскую серию архея в пределах одноименного мегаблока. Эти массивы известны еще со времен работ Е.С. Федорова, назвавшего их друзитами за широкое распространение в них келифитовых (друзитовых) метаморфогенных структур, развитых вдоль границ минералов. По современным данным, среди них можно выделить по крайней мере две группы друзитов, наиболее ранняя из которых представляет собой

габбро-анортозитовый комплекс, сформировавшийся в начале ребольской фазы складчатости, соответствующей верхнему архею (Земная кора..., 1978).

Рассматриваемые массивы расположены в северо-восточной части Беломорского мегаблока, концентрируясь на островах Кандалакшского (Анисимов, Лодейный, Вороний, Олений) и Керетского (Пежостров, Кереть, Киврей, Медянка, Чаячий, Красные Луды) архипелагов, а также в материковой части Северной Карелии – в районе оз. Котозеро, на п-ове Толстик, в районе сел. Боярского и др. За исключением трех последних массивов, площадь которых достигает 2–6 км^2, обычно это мелкие тела размером от 0,1 до 0,8 км^2, как правило, представляющие собой будины, часто с автономной внутренней структурой.

Вмещающие породы представлены мигматизированными биотитовыми, биотит-амфиболовыми и амфиболовыми плагиогнейсами, а также гранатовыми амфиболитами.

Судя по наиболее сохранившемуся Пежостровскому массиву, изученному В.Л. Дуком, первоначально эти интрузивы имели форму линз длиной 1,5–2 км и мощностью до 0,5 км. В некоторых случаях, судя по Котозерскому массиву, их длина могла достигать 5–8 км. Пежостровский массив вытянут в северном направлении и имеет сложную форму с каплеобразным окончанием на юге. Главная часть массива обладает хорошо выраженными расслоенными текстурами, обусловленными чередованием анортозитов и габбро-анортозитов; появляются нориты в нижней части разреза. В северной части тела сохранились реликты мелкозернистых габброноритов зоны закалки.

Все остальные массивы переработаны значительно сильнее и наблюдаются обычно в виде будин, цепочками вытянутых в северо-западном направлении согласно с залеганием вмещающих гнейсов. Будины имеют автономную внутреннюю структуру, фиксируемую по реликтам первичной расслоенности. Ориентировка этих текстур, как и в случае Пежостровского массива, обычно субмеридиональная.

Как правило, в краевых частях эти будины подвергаются мощному рассланцеванию, мигматизации и вовлекаются в деформации совместно с вмещающими их гнейсами. При этом основные породы преобразуются в плагиоклазовые амфиболиты и плагиосланцы (часто с гранатом). По мере удаления от контактов степень вторичной переработки уменьшается, и в центральных частях будин хорошо сохраняются первично-магматические структуры и текстуры; влияние наложенных процессов сказывается лишь в появлении келифитовых (друзитовых) гранат-амфиболовых структур вдоль границ плагиоклаза и темноцветных минералов.

Как уже указывалось, габбро-анортозиты и анортозиты являются преобладающей разновидностью пород комплекса. Для них характерна четко проявленная кумулятивная структура с резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к пироксенам, титаномагнетиту, коричневому биотиту и кварцу, образующим интерстициальное выполнение.

Количество плагиоклаза колеблется от 70 до 99%. Его состав варьирует от An_{68} до An_{52}. Специальное изучение состава плагиоклаза по разрезу массива о-ва Вороний, выполненное Е.Г. Трофимовой, показало, что он закономерно меняется снизу вверх по разрезу от An_{65} до An_{54}, что свидетельствует о наличии здесь скрытой расслоенности. Свежий плагиоклаз обычно имеет темную окраску, обусловленную пылевидными выделениями рудного минерала; при наложенных процессах происходит осветление минерала, сопровождаемое выделением мелких зерен цоизита.

Среди пироксенов преобладает ромбический пироксен, представляющий собой инвертированный пижонит. Его состав колеблется от Fs_{32-38} до Fs_{40-50}. Наиболее железистые разновидности отмечаются в породах жильного комплекса. Пироксен диопсид-авгитового ряда встречается в подчиненном количестве и в двух разновидностях: 1) с тонкими пластинками ортопироксена, параллельными (100); 2) с грубыми пластинами ортопироксена, параллельными (001). Интересной особенностью рассматриваемых пород является то, что пижонит в них нередко сохраняется нераспавшимся или распавшимся частично.

Нориты и габбронориты (плагиоклаз-ортопироксеновые и плагиоклаз-двупироксе-

новые кумулаты) по распространенности значительно уступают габбро-анортозитам. Среди темноцветных минералов в них преобладает ортопироксен, нередко со структурами распада инвертированного пижонита. Состав ортопироксена – Fs_{30-35}, состав плагиоклаза – An_{56-70}.

Плагиоклазовые оливиновые пироксениты и троктолиты (оливин-плагиоклазовые кумулаты) образованы оливином (Fa_{13-15}) и плагиоклазом (An_{72-75}). Интерстициальный ортопироксен отвечает бронзиту (Fs_{22-25}). Вдоль границ оливина и плагиоклаза развиты субсолидусные пироксен-шпинелевые структуры, свидетельствующие о том, что величина давления в процессе кристаллизации пород была не менее 6 кбар.

Состав исходного расплава рассмотренных интрузивов, судя по химизму пород зон закалки Пежостровского и Боярского массивов, отвечал составу высокоглиноземистого оливинового базальта.

Анортозиты, ассоциирующие с породами среднего и кислого состава

Наиболее характерными для докембрийских подвижных областей являются анортозит-мангеритовые (монцонитовые) ассоциации, с которыми обычно связываются представления об автономных анортозитах докембрия. В ряде случаев удается установить, что интрузивы имеют поясовое расположение и приурочены к глубинным разломам, разделяющим крупные сегменты земной коры с разной историей геологического развития. К числу таких структур относится Лапландский глубинный разлом на Балтийском щите, разделяющий Кольский и Беломорский мегаблоки, и Становой (Южно-Алданский) разлом на Алданском щите, отделяющий Алданский кристаллический массив от Становой подвижной зоны. Поясовое расположение анортозитовых интрузивов рассматриваемого типа характерно также для Гренвильского пояса Канадского щита, Анабарского щита и района Бергена ("Бергенской Арки") в Норвегии (Origin..., 1969).

В большинстве других случаев анортозиты наблюдались в блоках докембрийского фундамента фанерозойских подвижных областей, где их первоначальное тектоническое положение неизвестно.

Следует отметить, что термин "мангерит" сейчас не рекомендуется к использованию, поскольку практически является синонимом термина "монцонит" (Классификация и номенклатура..., 1981). Однако в мировой литературе он широко применяется в связи с рассматриваемым типом анортозитовых ассоциаций.

Ниже в качестве примеров будут описаны анортозиты колвицко-сальнотундровского комплекса Балтийского щита, Каларского и Джугджурского массивов в Восточной Сибири и Адирондакского массива в США.

Колвицко-сальнотундровский комплекс образован тремя крупными анортозитовыми массивами Колвицких, Кандалакшских и Сальных Тундр, приуроченными к упомянутому выше Лапландскому глубинному разлому (см. рис. 51). Они представляют собой фрагменты некогда единой структуры, разобщенные в процессе структурно-метаморфической эволюции региона. Возраст массивов на основании геологических и изотопно-геохронологических данных оценивается в 1900±50 млн. лет.

Массивы известны еще со времен Е.С. Федорова (1904 г.) и с тех пор неоднократно изучались различными исследователями. Большинством специалистов они рассматривались в качестве интрузивных образований. Однако В.В. Жданов полагает, что метаанортозиты Сальных Тундр являются результатом базификации гнейсовидных диоритов и норитов "лапландской гранулитовой формации". По мнению К.Д. Беляева и ряда других исследователей, эти породы имеют осадочно-метаморфогенное происхождение и принадлежат к супракрустальным толщам "гранулитовой формации".

Интрузивы представляют собой пластинообразные тела (рис. 73) мощностью около 3 км и длиной не менее 60 км (Прияткина, Шарков, 1979), внедрившиеся по зоне надвига между амфиболитами раннего протерозоя и более древними гранулитами. В контакте Колвицкого массива с толщей амфиболитов установлены эруптивные брек-

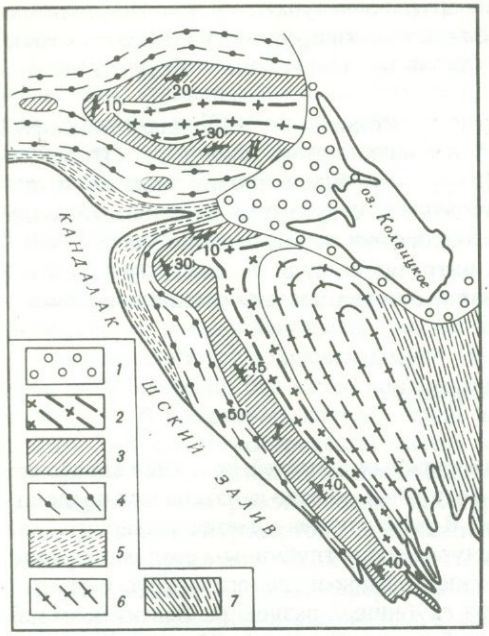


Рис. 73. Схема геологического строения Колвицкого (*I*) и Кандалакшского (*II*) массивов (по Е.В. Шаркову)

1 – четвертичные отложения; *2* – породы мангеритовой группы; *3* – метагаббро-анортозиты и анортозиты; *4* – гранатовые амфиболиты; *5* – мигматизированные биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы; *6* – гранат-клинопироксеновые сланцы; *7* – гранулиты Порьегубско-Умбинского блока

чии, состоящие из угловатых ксенолитов амфиболитов, сцементированных среднезернистыми габбро-анортозитами, рассматриваемыми в качестве быстроохлажденной зоны интрузива.

Все массивы имеют однотипный характер разрезов при мощности отдельных прослоев, варьирующей в довольно широких пределах. Разрез начинается с мезо-лейкократовых такситовых металейкогаббро (габбро-анортозитов), часто с эруптивными брекчиями. Вверх по разрезу они постепенно переходят в анхимономинеральные метаанортозиты. Мощность прослоев анортозитов достигает 600 м. Затем количество темноцветных компонентов вновь возрастает, достигая 20–30%, и породы переходят в лейкогаббро. Они лучше всего сохранились в южной части Колвицкого массива (мыс Педунов). Первичные структуры пород здесь кумулятивные; идиоморфные кристаллы плагиоклаза (лабрадор №60–63, редко до №73–75) цементируются ксеноморфными выделениями ортопироксена (бронзита, Fs_{20-25}) и диопсид-авгита. Судя по характеру структур распада твердых растворов пироксенов, ортопироксен представляет собой инвертированный пижонит. Иногда отмечаются редкие линзовидные прослои троктолитов. В породах наблюдаются многочисленные жилы и сегрегации габбронорит-пегматитов (катаранскитов) и мелкозернистых плагиоклазовых пироксенитов (вебстеритов). В большинстве случаев лейкогаббро (габбро-анортозиты) вместе с жильными породами преобразуются в кристаллические сланцы с замещением первичных пироксенов новообразованными минералами – гранатом, клинопироксеном, высокоглиноземистым гиперстеном, роговой обманкой – с превращением лейкократовых пород в плагиосланцы, а меланократовых (жильных пироксенитов) – в эклогиты. Мощность макрослоя лейкогаббро (габбро-анортозитов) максимальна в южной части Колвицкого массива (до 1,5 км) и минимальна на южном окончании Сальных Тундр (0,3 км).

Еще реже, чем в лейкогаббро, первичные текстуры сохраняются в метаноритах. Они представляют собой сланцеватые мезократовые породы, состоящие из плагиоклаза № 60–70 и ортопироксена (Fs_{25-30}). Иногда вдоль контакта с подстилающими лейкогаббро наблюдаются зоны ритмичного переслаивания тех и других пород. Снизу вверх метаниориты постепенно переходят в пироксеновые метадиориты, отличающиеся пониженной основностью плагиоклаза (№ 43–50), повышенным количеством ортопироксена (Fs_{30-35}) и появлением в существенных количествах (до 20–25%) клинопироксена ряда диопсид–авгит. В интерстициях между зернами присутствуют коричневая роговая обманка, биотит, апатит, рудные (титаномагнетит, сульфиды).

Верхние части тел в настоящее время нацело рассланцованы. Здесь наряду со сланцами основного состава, аналогичными развитым по норитам, наблюдаются мезократовые двупироксеновые породы с ортоклазом, антипертитовым плагиоклазом и кварцем, по минеральному и химическому составам отвечающие монцонитам (мангеритам), кварцевым монцонитам и кварцевым диоритам (эндербитам). Относительно этих пород нет единства мнений. Л.А. Прияткина рассматривает их как результат наложен-

Таблица 82. Химический состав пород колвицко-сальнотундровского комплекса (по Е.В. Шаркову)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	48,34	51,10	47,64	50,38	51,88	53,52	54,92	48,87	50,71
TiO_2	1,15	0,13	0,01	0,55	0,80	0,85	1,24	0,52	0,45
Al_2O_3	23,90	30,31	32,41	15,74	18,50	17,29	17,18	24,60	22,94
Fe_2O_3	1,41	0,37	0,46	1,10	2,55	1,37	2,40	1,13	1,06
FeO	6,25	1,02	0,43	7,69	6,40	6,83	5,31	5,60	4,86
MnO	0,09	–	–	0,18	0,12	0,13	0,11	0,14	0,09
MgO	1,88	0,36	0,32	9,79	6,06	6,99	4,48	3,02	5,56
CaO	11,66	12,44	14,60	12,23	9,38	6,87	5,63	11,30	10,40
Na_2O	2,95	4,11	2,89	1,88	3,75	3,81	4,02	3,17	2,96
K_2O	0,51	0,44	0,52	0,47	0,74	2,51	3,78	0,91	0,97
H_2O^-	–	0,08	0,02	0,08	0,02	0,10	0,12	0,10	–
П.п.п.	1,29	0,07	0,19	0,09	0,35	0,26	0,59	0,64	–
Сумма	99,43	100,43	99,49	100,18	100,55	100,53	99,78	100,00	100,00

1 – лейкогаббро (габбро-анортозиты); 2, 3 – анортозиты и плагиосланцы; 4 – метанорит; 5 – метадиорит, 6–7 – метамонцониты (мангериты); 8 – эндоконтактовое лейкогаббро (габбро-анортозит) (среднее из 4 ан.); 9 – средневзвешенный состав интрузива.

ной мигматизации. Е.В. Шарков, однако, считает возможным включить их в состав интрузива на основании следующих данных: 1) наличия постепенных переходов от норитов через диориты к монцонитам; 2) закономерной смены в этом направлении составов минералов (плагиоклаз меняется от An_{60-70} в норитах до An_{40-35} в монцонитах и до An_{30-25} в кварцевых монцонитах и кварцевых диоритах (эндербитах); в этом же направлении меняется состав ортопироксена от Fs_{20-25} в норитах, Fs_{30-35} в монцонитах до Fs_{40-45} в кварцевых монцонитах и кварцевых диоритах; 3) наличия реликтов ритмичной расслоенности.

Общая мощность макрослоя мезократовых пород составляет 1300–2000 м, причем около 600 м разреза приходится на долю пород монцонитового (мангеритового) ряда.

В контакте тел с породами кровли, судя по наблюдениям в юго-восточной части Колвицкого массива (губа Белозерская), снова в небольшом количестве появляются породы анортозитового ряда, видимо, отвечающие верхней зоне закалки.

Изучение состава минералов по разрезу Колвицкого интрузива показало, что он закономерно меняется снизу вверх по разрезу тела. Так, плагиоклаз в пределах почти всей анортозитовой зоны сохраняет практически один и тот же состав (An_{55-60}). Наблюдается повышение его основности до An_{70}, а также магнезиальности ортопироксена до Fs_{22} лишь в средней части разреза. В макрослое мезократовых пород изменения состава ортопироксена и плагиоклаза имеют ритмичный характер. В целом наблюдается снижение основности плагиоклаза до An_{30} и магнезиальности ортопироксена до Fs_{40} снизу вверх по разрезу (рис. 74). Аналогичные закономерности установлены и для Сальнотундровского тела.

Химизм пород охарактеризован в табл. 82. Состав исходных расплавов этих интрузивов, судя по химизму эндоконтактовых зон и средневзвешенному составу, отвечал высокоглиноземистому гиперстеновому базальту – типичному представителю известково-щелочной серии.

Как уже указывалось, породы рассмотренного комплекса претерпели интенсивный метаморфизм и рассланцевание. Первичные текстуры и структуры пород сохранились только на отдельных участках. Характерной особенностью метаморфических изменений является их зональный характер: нижние части тел метаморфизованы в условиях амфиболитовой (типоморфные минералы – зелено-бурая роговая обманка+альмандиновый гранат), средние – пиргарнитовой (клинопироксен+альмандиновый гранат+клинопи-

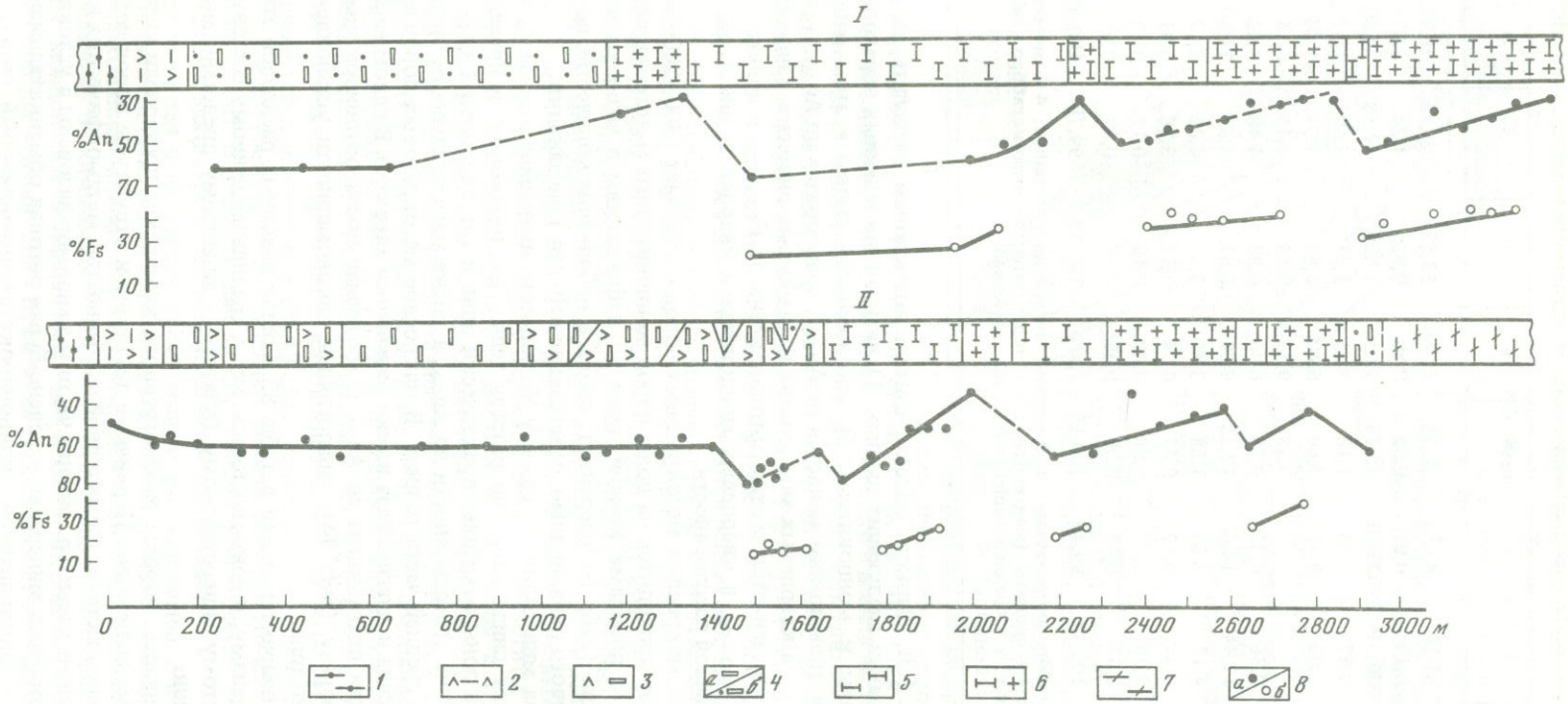


Рис. 74. Изменение составов плагиоклаза и ортопироксена по разрезу Колвицкого интрузива

I, II — разрезы: *I* — Плоские Тундры, *II* — Порья губа; *1* — амфиболиты нижнего эндоконтакта; *2* — эндоконтактовые метагаббро-анортозиты; *3* — метагаббро-анортозиты; *4* — метаанортозиты (*а*) и плагиосланцы по ним (*б*); *5* — метанориты; *6* — породы мангеритовой серии; *7* — гранат-клинопироксеновые сланцы кровли массива; *8* — составы плагиоклаза (*а*) и ортопироксена (*б*)

роксен) и верхние – гранулитовой (глиноземистый ортопироксен + альмандиновый гранат) фаций. Детальные структурно-метаморфические исследования, выполненные Л.А. Прияткиной и Е.В. Шарковым (1979), показали, что рассланцевание пород и формирование метаморфической зональности происходило сразу после затвердевания интрузивов (т.е. в условиях субсолидуса) в процессе продолжавшихся движений по разлому, имевшему характер надвига. По мнению Л.А. Прияткиной, "обратная" метаморфическая зональность здесь связана с тем, что средние и верхние части интрузивов затвердевают в последнюю очередь и до последнего момента играют роль теплового ядра.

Судя по присутствию в интрузивах небольшого количества троктолитов и развитию в них коронарных (венцовых) пироксен-шпинелевых кайм вдоль границ оливина и плагиоклаза, их затвердевание происходило при давлении порядка 6–7 кбар. Близкие величины получены и для парагенезисов метаморфических минералов.

Каларский интрузив (рис. 75) расположен в юго-западной части Алданского щита. Площадь тела около 1500 км^2, что ставит его в ряд крупнейших анортозит-монцонитовых (мангеритовых–чарнокитовых) комплексов мира. Он представляет собой западное окончание огромного Джугджуро-Станового пояса анортозитов, трассирующего зону Станового глубинного разлома.

Долгое время считалось, что происхождение массива связано с метасоматической "анортозитизацией" кристаллических сланцев разного вещественного состава в условиях гранулитовой фации (Дагелайская, Мошкин, 1977 и др.). Ассоциирующие с ними монцониты (мангериты) рассматривались в качестве продукта последующей архейской гранитизации пород.

Однако работы последних лет не подтвердили этой точки зрения. Было установлено, что Каларский массив представляет собой груборасслоенное пластинообразное тело, конформное со структурой вмещающих пород – мигматизированных биотитовых гнейсов олекминской серии сверху и кристаллических сланцев курультинской серии внизу. Длина тела достигает 150 км, мощность не менее 7–8 км, падение в северных румбах. После формирования массив был рассланцован и деформирован в крупную складку, прорванную в замковой части более поздним Тасским интрузивом сиенитов, в результате чего оказался расчлененным на две части – северную Куранахскую и южную Имангакитскую.

Нижние две трети разреза Каларского интрузива образованы габбронорит-анортозитами и анортозитами; далее следуют лейкократовые нориты, двупироксеновые диориты с антипертитовым плагиоклазом (иотуниты) и затем монцониты (мангериты). Среди последних выделяются кварцевые диориты (эндербиты), кварцевые монцониты (кварцевые мангериты) и кварцевые сиениты (рис. 76).

Практически все разновидности пород содержат угловатые ксенолиты гранулитов (двупироксен-роговообманковых кристаллических сланцев) вмещающей курультинской серии, в которых иногда отмечаются фрагменты изоклинальных складок. Ранее они рассматривались в качестве "скиалитов", т.е. реликтов пород, не успевших пройти "анортозитизацию". Однако отсутствие вокруг них метасоматической зональности и наблюдаемые иногда явления дегидратации роговой обманки гранулитов (появление гиперстен-плагиоклазовых симплектитов вокруг зерен амфибола) не позволяют согласиться с этой точкой зрения.

Структуры пород в наиболее сохранившихся участках отвечают кумулятивным. В лейкогаббро-норитах (габбронорит-анортозитах) единственной кумулятивной фазой является основной плагиоклаз (An_{63-55}), образующий идиоморфные кристаллы, промежутки между которыми выполнены ортопироксеном (Fs_{29-40}) и клинопироксеном ($Wo_{42-48}En_{33-40}Fs_{12-23}$). В пироксенах обычны структуры распада твердых растворов, представленные грубыми ламеллями, параллельными (001), т.е. ортопироксен представляет собой претерпевший инверсию пижонит, а клинопироксен – твердый раствор авгита и пижонита (субкальциевый авгит). В подчиненном количестве

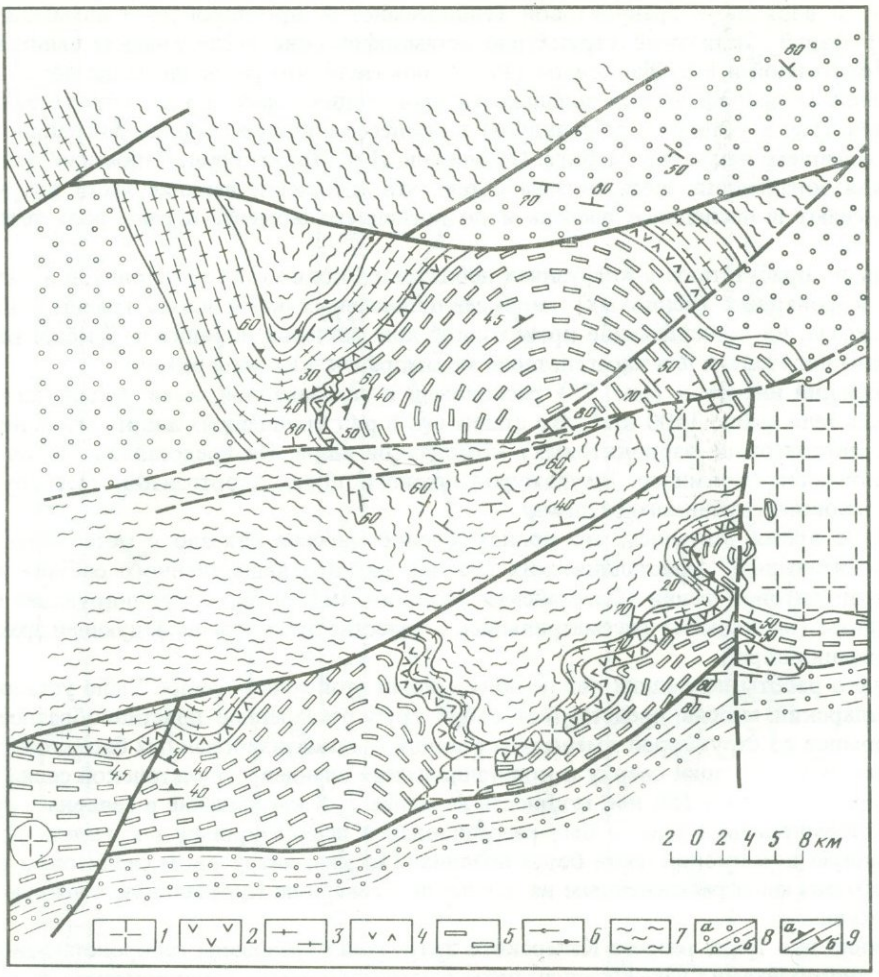


Рис. 75. Схема геологического строения Каларского массива (по Е.В. Шаркову)

1 – сиениты Тасского массива; *2* – поздние нориты; *3–5* – каларский анортозит-мангеритовый комплекс: *3* – мангериты, *4* – двупироксеновые диориты, *5* – анортозиты и габбронорит-анортозиты; *6* – гранат-пироксеновые сланцы свиты Зверева; *7* – мигматизированные биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы олекминской серии; *8* – пироксеновые гранулиты курультинской серии (*а* – неизмененные, *б* – дифторированные); *9* – элементы залегания (*а* – трахитоидности, *б* – гнейсовидности)

в составе интерстициального материала отмечаются титаномагнетит и апатит. В верхней части макрослоя в анортозитах появляется интерстициальный кварц, иногда в срастании с ортоклазом.

Минералами кумулуса лейкократовых норитов являются плагиоклаз (An_{45-55}) и ортопироксен (Fs_{35-42}). В отличие от ортопироксена габбронорит-анортозитов в них структуры распада твердого раствора образуют тонкие ламелли, параллельные (100), т.е. ортопироксен здесь первичный. Интеркумулус – авгит, титаномагнетит, апатит.

В двупироксеновых диоритах (иотунитах) к плагиоклазу (An_{35-45}) и ортопироксену (Fs_{55-62}) присоединяются авгит ($Wo_{42-48}En_{28-35}Fs_{23-26}$) и апатит. Интеркумулус представлен титаномагнетитом, ортоклазом и коричневым биотитом. Характерная особенность этих пород – наличие антипертитовых вростков калиевого полевого шпата в плагиоклазе. Отдельные идиоморфные кристаллы плагиоклаза нередко в 2–3 раза крупнее остальных минералов; они придают породе порфировидную структуру.

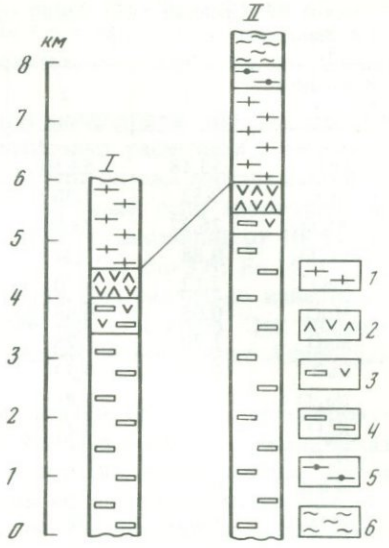


Рис. 76. Генерализованный разрез Каларского массива (по Е.В. Шаркову)

I – Имангакитская ветвь, верховья р. Имангакит; *II* – Куранахская ветвь, верховья р. Куранах; *1* – мангериты; *2* – двупироксеновые диориты; *3* – лейкократовые нориты; *4* – анортозиты и габбронорит-анортозиты; *5* – гранат-магнетит-пироксеновые сланцы; *6* – мигматиты олекминской серии

Редкая разновидность пород – монцониты (мангериты) – отличаются от двупироксеновых диоритов (иотунитов) наличием кумулятивного пертитового ортоклаза. Среди пород монцонитовой (мангеритовой) группы преобладают кварцевые монцониты (мангериты), кумулятивными фазами в которых являются плагиоклаз An_{20-33}, пертитовый ортоклаз и кварц, составляющие 80–90% объема породы, а также апатит. Темноцветные минералы (ортопироксен Fs_{70-85}, клинопироксен $Wo_{48-50}En_{6-16}Fs_{36-46}$, титаномагнетит, коричневый биотит, иногда оливин Fa_{90-92}) располагаются в интерстициях между зернами, часто образуя типичные для интеркумулусного материала ойкокристаллы. В ряде случаев среди кумулусных фаз отсутствует ортоклаз (порода отвечает составу кварцевого диорита – эндербита) или плагиоклаз (порода соответствует кварцевому сиениту). Пироксены представляют собой инвертированные пижониты или распавшийся твердый раствор авгита и пижонита. Нередко эту группу пород называют чарнокитами.

Химические составы главных разновидностей пород и некоторых минералов приведены в табл. 83.

Закономерный характер строения интрузива, промежуточные разновидности пород и зоны взаимного переслаивания, кумулятивные структуры и текстуры пород, скрытая расслоенность, выражающаяся в закономерном изменении состава главных породообразующих минералов по разрезу, и т.д. свидетельствуют о том, что анортозиты и монцониты (мангериты) являются членами одной серии.

Жильный комплекс представлен сегрегациями и жилами габбронорит-, диорит- и монцонит-пегматитов, а также жилами мелкозернистых габброноритов, диоритов и монцонитов, характеризующихся высоким содержанием титаномагнетита и апатита. Встречены также жилы сплошных титаномагнетитовых руд с апатитом.

Каларский интрузив, как и рассмотренные выше массивы колвицко-сальнотундровского комплекса, подвергся мощной вторичной переработке, заключающейся в рассланцевании и бластомилонитизации пород. В результате первичные магматические структуры и минералы сохранились главным образом в виде реликтов. Ориентировка вторичных текстур в целом параллельна первичным.

В процессе высокотемпературных изменений анортозитов происходило разрушение (грануляция) первичного темного лабрадора путем замещения его агрегатом мелких изометричных зерен андезина (An_{37-45}), часто имеющих розоватую окраску. Первичные пироксены замещались агрегатом мелких зерен орто- и клинопироксена, практически не содержащих структур распада твердого раствора. Интересно, что их состав аналогичен составу распавшихся фаз первичных пироксенов. Из этого сделан вывод о близости температурных условий рассланцевания к температурам инверсии пижонита, т.е. 900–1000°С (Шарков, 1983_2). Обычно с новообразованными пироксенами ассоциирует зелено-бурая (до зеленой) роговая обманка и иногда существенно гроссуляровый гранат. Согласно Л.А. Прияткиной, давление составляло около 6–7 кбар. Обычно этот процесс описывается как "андезинизация".

В породах среднего и кислого состава (монцонит-гранитовой или мангеритовой груп-

Таблица 83. Средний химический состав главных разновидностей пород Каларского массива (по Е.В. Шаркову)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	53,18	53,50	55,86	64,06	64,02	71,51	57,30
TiO_2	0,32	1,00	0,89	0,95	0,43	0,39	0,41
Al_2O_3	26,27	22,91	22,83	15,21	16,88	14,18	23,00
Fe_2O_3	0,88	2,24	1,50	3,57	1,52	1,16	1,29
FeO	2,12	4,20	3,63	4,85	2,24	2,40	2,41
MnO	0,05	0,08	0,05	0,12	0,07	0,07	0,06
MgO	1,78	2,28	1,70	0,84	2,36	1,12	1,70
CaO	10,68	9,53	8,49	3,50	4,69	1,64	8,49
Na_2O	4,26	3,84	4,31	3,50	5,02	3,06	4,06
K_2O	0,46	0,41	0,74	3,40	0,77	4,47	1,28
H_2O	–	–	–	–	–	–	–
П.п.п.	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Число анализов	20	5	13	13	2	4	57

1 – габбронорит-анортозиты и анортозиты; 2 – лейкократовые нориты; 3 – двупироксеновые диориты (иотуниты); 4 – монциониты и кварцевые монциониты (мангериты и кварцевые мангериты); 5 – кварцевые диориты (эндербиты); 6 – кварцевые сиениты; 7 – средневзвешенный состав массива.

пы) вторичные изменения в целом аналогичны наблюдаемым в анортозитах: грануляция полевых шпатов и пироксенов, появление роговой обманки и граната. Последний развит здесь значительно шире, чем в основных породах.

Возраст массива определяется его прорыванием образований раннеархейской курультинской серии, с одной стороны, и изотопными датировками секущих интрузив жил редкометальных пегматитов (1900 млн. лет) – с другой.

Состав исходного расплава Каларского интрузива, судя по его средневзвешенному составу, определенному по распространению соответствующих разновидностей пород в разрезе и на площади, отвечал андезиту (см. табл. 83), что согласуется с представле-

Таблица 84. Содержание РЗЭ в анортозитах и ассоциирующих с ними породах Каларского и Адирондакского массивов

Элементы	1	2	3	4	5	6
La	–	–	–	–	–	–
Ce	12,9	14,7	7,84	11,9	50,3	–
Nd	9,77	9,84	4,26	7,48	33,1	50,1
Sm	3,04	2,30	0,846	1,71	8,34	10,8
Eu	0,578	1,58	1,38	1,25	2,57	2,85
Gd	3,55	2,41	–	1,66	7,49	–
Tb	–	–	–	–	–	–
Dy	3,54	2,23	0,592	1,52	6,62	8,54
Er	2,20	1,24	0,305	0,835	3,77	5,05
Yb	2,17	1,11	0,256	0,80	3,32	4,81
Lu	0,336	0,164	0,0378	0,128	–	–

1–6 – Адирондакский массив (Simmons, Hanson, 1978): 1 – пироксенит, 2 – лейкогаббро, 3 – анортозит, 4 – лейкогаббронорит, 5 – лейкогаббро, 6 – монцонит (мангерит); 7–13 – Каларский массив (материалы М.К. Суханова): 7 – анортозит (лабрадорит), 8 – то же (андезинит), 9 – лейко-

ниями о кварц-диоритовом (андезитовом) расплаве подобных образований (Богатиков, 1979). О глубинности образования исходных для комплекса магм свидетельствуют и низкие отношения изотопов стронция в анортозитах, составляющие, по данным О.А. Богатикова и др., 0,702–0,704.

М.К. Сухановым двумя независимыми методами (по модели фракционной кристаллизации и по составу плагиоклаза) на основе масс-балансовых расчетов и с учетом коэффициентов распределения РЗЭ (табл. 84) была проведена оценка состава исходного расплава Каларского интрузива. Было показано, что в случае, если анортозиты являются кумулатами, а остаточный расплав после их отделения составлял от 10 до 50%, то родоначальная магма должна была содержать (в г/т): Ce 44; Sm 3,6; Eu 1,0; Y 2,0; Rb 15; Sr 350; Ba 300. Такие концентрации характерны для расплавов известково-щелочной серии типа высокоглиноземистых базальтов или андезитов. Эти значения совпадают с оценками состава исходного расплава рассмотренного ниже Адирондакского интрузива (Simmons, Hanson, 1978).

Давление во время затвердевания интрузива, определенное на основе ортопироксенового геобарометра по ассоциации феррогиперстена, фаялита и кварца в монцонитах, оценивается в 7–8 кбар. Конкордантный характер интрузива, конформность магматических и метаморфических структур, специфический метаморфизм в условиях повышенных давлений и температур позволяют думать, что рассланцевание пород происходило сразу после затвердевания интрузива в условиях субсолидуса.

Адирондакский массив расположен в южной части Северо-Американского (Гренвильского) анортозитового пояса (рис. 77). Название массива происходит от одноименных гор, находящихся к северу от Нью-Йорка. Этот район является южным выступом Канадского щита. В районе гор Адирондак анортозиты обнажаются на площади около 3000 км^2. С ними ассоциируют сиениты, монцониты (мангериты) и более поздние граниты. В центральной части массива находится гора Марси, по названию которой также часто определяются адирондакские анортозиты.

Согласно Баддингтону (Buddington, 1939), анортозиты залегают в виде пластообразного тела преимущественно среди метаосадочных пород серии Гренвиль. В некоторых местах устанавливаются признаки интрузивного контакта, хотя взаимоотношения пород сильно изменены в результате наложенного метаморфизма. Верхняя поверхность пластообразного анортозитового тела имеет форму пологих куполов, которые, как предполагается, сформировались при течении в твердом состоянии во время деформаций, последовавших за внедрением. Мощность анортозитового тела, по геофизическим данным, оценивается в 3–4,5 км. Кроме того, геофизические исследо-

7	8	9	10	11	12	13
6,0	1,9	3,8	14,44	58	75	4,4
11,0	3,4	8,7	33	130	160	5,0
–	–	–	–	–	–	–
1,3	0,19	1,1	5,0	13,0	14,0	0,64
1,0	0,62	0,96	1,5	4,7	2,8	0,81
–	–	–	–	–	–	–
0,15	0,042	0,21	1,0	2,1	2,3	0,069
–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–
0,67	0,079	0,66	3,4	5,3	6,3	0,26
0,11	0,0086	0,0097	0,48	0,74	0,79	0,039

габбро, 10 – амфиболовое габбро, 11 – кварцевый диорит (эндербит), 12 – чарнокит, 13 – крупный (20 см) кристалл лабрадора из анортозита.

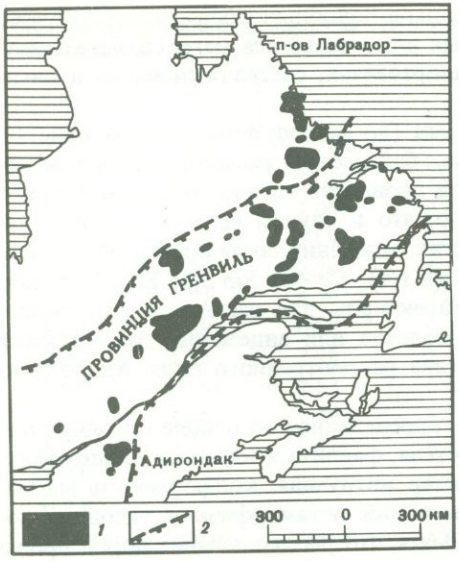


Рис. 77. Северо-Американский анортозитовый пояс и положение в нем Адирондакского массива (Origin..., 1969)

1 – массивы анортозитов; *2* – граница провинции Гренвиль

вания указывают на то, что под анортозитами имеются две разуплотненные зоны, уходящие на глубину до 10 км, которые могут являться его "корнями". В сиенитах, монцонитах (мангеритах) и породах серии Гренвиль, окружающих массив, встречаются небольшие (мощностью 1–100 м) тела анортозитов, имеющие, как правило, более меланократовый состав по сравнению с породами главного тела.

Большая часть массива сложена анортозитами и габбронорит-анортозитами; габбро, лейкогаббро и ультрамафиты развиты премущественно по периферии и вместе с габбронорит-анортозитами образуют краевую фацию массива. Ширина краевой зоны, в которой преобладают более меланократовые породы, меняется от нескольких сот метров до 10 км. Наибольшую величину эта зона имеет в северо-восточной части тела. Переход от анортозита к габбро происходит постепенно путем увеличения количества цветных минералов. Краевую фацию часто называют фацией Вайтфейс, а центральную – фацией Марси. Краевая зона интерпретируется Баддингтоном как краевая зона закалки или зона эндоконтакта интрузива. В краевых частях массива встречаются брекчии, образованные угловатыми или округлыми глыбами анортозитов размером от нескольких сантиметров до 10 м, сцементированные мелкозернистым анортозитовым цементом. Обломки, как правило, имеют более лейкократовый состав, их границы с цементом расплывчатые и постепенные.

Весь комплекс плутонических пород гор Адирондак претерпел сложную тектоническую эволюцию и несет на себе следы воздействия нескольких орогенических эпох, наиболее древняя из которых, скорее всего, догренвильская. Таким образом, значения абсолютного возраста анортозитов в 1100 млн. лет, установленные U/Pb методом по циркону, и 1094 млн. лет, определенные Rb/Sr методом (Origin..., 1969), могут быть "омоложенными".

В результате метаморфизма и неоднократных деформаций породы Адирондакского интрузива перекристаллизованы и рассланцованы, вследствие чего в них возникла вторичная полосчатость. Местами (особенно в краевых частях тела) широко развиты новообразования граната. В центральной части сохранились массивные крупнозернистые анортозиты.

Среди пород, слагающих Адирондакский массив, Баддингтон выделяет следующие основные разновидности, различающиеся по количеству цветных минералов (в об.%): анортозиты 0–10; габбронорит-анортозиты 10–22,5; лейкогаббро, лейконориты 29,5–35; габбро, нориты 35–65; меланогаббро и меланориты 65–77,5. Плагиоклаз во всех разностях представлен андезином или лабрадором, чаще всего – лабрадор-андезином (An_{55-45}), который часто содержит многочисленные вростки ортоклаза и мелкие включения пироксена. В массивных, слабоизмененных разностях с субофитовыми структурами заметны лишь незначительные признаки грануляции плагиоклаза. В измененных породах плагиоклаз почти полностью перекристаллизован; для них характерен гранат, который образует как самостоятельные крупные, изометричные (до нескольких сантиметров) выделения, так и каймы вокруг апатита, роговой обманки и магнетита. Фемические минералы заполняют интерстиции между

Таблица 85. Химический состав главных типов пород Адирондакского массива (Buddington, 1939)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	53,55	53,21	53,11	50,86	45,25	32,86	61,43
TiO_2	1,63	0,24	0,62	1,65	6,88	6,44	1,09
Al_2O_3	24,10	26,64	24,80	18,34	11,84	9,66	17,54
Fe_2O_3	1,24	0,35	0,56	0,66	1,59	13,57	0,66
FeO	2,26	1,24	1,85	7,94	14,12	13,79	4,67
MnO	–	0,02	0,04	0,14	0,09	0,37	0,05
MgO	1,34	1,16	1,32	4,73	6,42	5,84	2,06
CaO	9,64	11,48	12,08	10,86	10,23	13,09	4,70
Na_2O	4,62	4,75	4,17	3,08	2,14	1,13	4,24
K_2O	0,94	0,69	0,78	0,68	0,47	0,32	2,19
H_2O^+	0,41	0,33	0,03	0,12	0,14	0,90	0,54
H_2O^-	0,11	–	0,06	0,06	0,03	0,52	0,01
CO_2	0,15	–	0,38	0,48	0,26	–	0,20
P_2O_5	–	0,03	0,05	0,11	0,16	1,61	0,37
Сумма	99,99	100,14	99,85	99,71	99,62	100,10	99,75

1, 2 – анортозиты центральной фации Марси; 3, 4 – краевая фация Вайтфейс: 3 – анортозит, 4 – лейкогаббро; 5 – габбро; 6 – рудное (ильменит-магнетитовое) габбро; 7 – кварц-биотитовый метадиорит.

плагиоклазом и представлены авгитом, гиперстеном, роговой обманкой, ильменитом и титаномагнетитом. В гиперстене часто встречаются вростки авгита, которые интерпретируются как структуры распада твердых растворов. Иногда вокруг зерен авгита образуются гиперстеновые каймы. Титанит, кварц, калиевый полевой шпат присутствуют в виде акцессориев; вторичные минералы – хлорит, эпидот, кальцит. Среди меланократовых пород преобладают габбро. В большинстве случаев это гнейсовидные среднезернистые светло-зеленые породы, состоящие из плагиоклаза (An_{52-48}), амфибола, граната, биотита. Темноцветные минералы ориентированы параллельно сланцеватости; в плагиоклазе часто встречаются антипертитовые вростки ортоклаза. Химический состав типичных разновидностей пород Адирондакского массива приведен в табл. 85.

Породы кислого и среднего состава, ассоциирующие с анортозитами, обрамляют куполообразный массив, т.е. залегают стратиграфически выше. Это сложная по составу серия пород, варьирующих от ферроавгит-гиперстеновых гнейсов до фаялит-геденбергитовых гранитов; промежуточные разности представлены кварц-сиенитовыми гнейсами, которые, судя по описаниям, близки к породам мангеритовой группы Каларского массива. Большая часть пород данного комплекса претерпела сильные изменения в результате перекристаллизации в ходе метаморфизма. Большинство разновидностей имеет гнейсовидную структуру. Широко развиты новообразования граната, однако особенности состава пород и их структурные характеристики свидетельствуют о том, что это магматические образования. Это подтверждается также наличием сиенитовых даек в анортозитах и присутствием ксенолитов метаморфических пород серии Гренвиль в кварц-сиенитовых гнейсах.

Относительно генезиса адирондакских анортозитов имеются различные точки зрения. По Болку, состав родоначальной магмы отвечал диориту, при внедрении в ней уже содержались взвешенные кристаллы плагиоклаза, и дифференциация продолжалась во время всего становления интрузива. Габброидные тела образовались в результате концентрации темноцветных минералов. Монциониты (мангериты), сиениты и граниты (чарнокиты) кристаллизовались либо одновременно с анортозитами, либо несколько позднее.

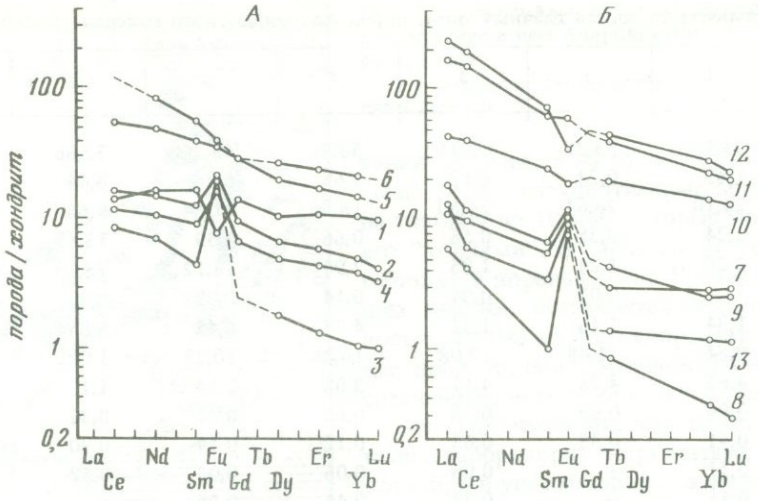


Рис. 78. Распределение редкоземельных элементов в главных разновидностях пород Адирондакского (*А*) и Каларского (*Б*) интрузивов. Цифры на графиках соответствуют номерам анализов в табл. 84

По мнению Баддингтона (Origin ..., 1969), анортозиты образовались при кристаллизации лейкогаббровой (габбро-анортозитовой) магмы, возникшей из базальтового расплава при большом парциальном давлении воды, а кислые и средние породы сформировались позднее и, скорее всего, не связаны с анортозитами.

Магматическое происхождение адирондакских анортозитов подтверждается и данными по содержанию редкоземельных элементов (см. табл. 84). В анортозитах и лейкогаббро отчетливо проявляется Eu-максимум, подтверждавший их кумулятивную природу (рис. 78). График для мангеритов этого массива имеет форму, характерную для осадочных пород, однако это типичные магматические образования, о чем свидетельствуют структуры пород, наличие в них инвертированных пижонитов и карлсбадских двойников в плагиоклазах. На этом основании Филпоттсом было сделано предположение об отсутствии непосредственной генетической связи анортозитов и средних–кислых пород (если исключить возможность контаминации исходной магмы коровым материалом).

Джугджурский массив, расположенный на Дальнем Востоке СССР, является одним из наиболее крупных анортозитовых массивов мира. Площадь выходов пород анортозитового комплекса составляет около 2000 км^2. Истинные размеры тела неизвестны, так как большая его часть скрыта под покровами мезозойских эффузивов, которые разделяют Джугджурский интрузив на две части – Геранскую и Лантарскую.

Интрузив расположен на южной окраине Алданского щита вдоль границы архейских комплексов с протерозойскими образованиями его складчатого обрамления. Анортозиты залегают среди глубоко метаморфизованных комплексов раннего архея (курультино-гонамский, чогарский, тимптоно-джелтулинский). Это преимущественно кристаллические сланцы основного состава, гнейсы среднего и кислого состава, кварциты, мраморы, кварцевые диориты (эндербиты) и чарнокиты, возраст которых, по данным U/Pb определений, составляет 3050 млн. лет.

Ниже приводится краткое описание наиболее изученного Геранского массива по данным исследований, проведенных в различное время А.П. Лебедевым, А.М. Ленниковым, Л.П. Карсаковым, И.Н. Дагелайской и В.Н. Мошкиным, Н.Г. Богдановой, М.Ю. Хотиным, М.К. Сухановым и др.

Анортозиты и ассоциирующие с ними породы Геранского интрузива залегают в виде пластинообразного тела мощностью 4000–5000 м согласно с подстилающими

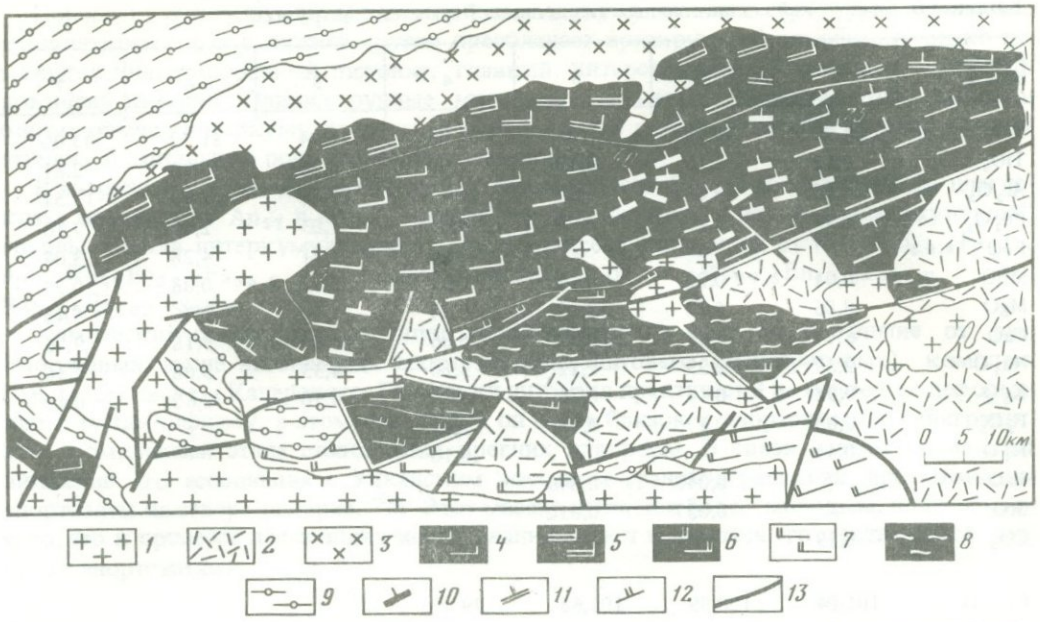


Рис. 79. Схематическая геологическая карта Геранского анортозитового массива (Анортозиты Земли и Луны, 1984)

1 – мезозойские граниты; *2* – мезозойские вулканогенные образования; *3* – раннепротерозойские граниты (рапакивиподобные граниты Улканского массива); *4–6* – предположительно позднеархейские автономные анортозиты Геранского массива: *4* – нижняя и верхняя анортозитовые группы главного комплекса, *5* – промежуточная габбронорит-норитовая группа главного комплекса, *6* – расслоенные рудные габброиды краевого комплекса; *7* – предположительно позднеархейские расслоенные габброиды; *8* – породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма; *9* – раннеархейские гранулиты (основные кристаллические сланцы и высокоглиноземистые сланцы); *10–12* – элементы залегания расслоенности: *10* – в нижней и верхней краевых группах главного (анортозитового) комплекса, *11* – в промежуточной группе главного комплекса, *12* – в краевом комплексе; *13* – разломы

их гранулитами. Углы падения не превышают 15–30°, изредка достигая 40° в его краевой части. Контакты анортозитов с вмещающими гранулитами в большинстве случаев тектонические и лишь в двух местах (верховья рек Быстрой и Богидэ) установлены интрузивные взаимоотношения анортозитов и метаморфических пород. Эндоконтактовые породы представлены мелкозернистыми габброноритами, чередующимися с габбронорит-анортозитами. В экзоконтактах развиты высокоглиноземистые кордиеритовые гранулиты. В них, в верховьях р. Богиде, установлены парагенезисы с осумилитом, аналогичные встреченным в экзоконтактовых ореолах некоторых других анортозитовых тел, например, комплекса Найн на п-ове Лабрадор и Эгерсун-Согдаль в Южной Норвегии. По мнению большинства исследователей, образование осумилитовых парагенезисов связано с термальным воздействием анортозитов на вмещающие породы и рассматривается в качестве доказательства их магматической природы (Хотин, Суханов, 1984 и др.).

Изотопный возраст Джугджурского интрузива, по данным U/Pb метода, оценивается в 2700 млн. лет. Скорее всего, эти цифры отражают время гомогенизации изотопных систем в рассматриваемых породах, поскольку возраст кварцевых диоритов (эндербитов), прорывающих анортозиты в районе р. Быстрой, по данным Rb/Sr изохронного метода равен 2930±10 млн. лет (Хотин, Суханов, 1984).

В пределах Геранского массива (рис. 79) наблюдается совмещение двух магматических комплексов пород – главного, собственно анортозитового, и меланократового комплекса тонкорасслоенных габброидов, иногда выделяемого в качестве "краевого", мощностью около 2000 м (Богданова, 1983). Последний сложен переслаиванием титано-

Таблица 86. Химический состав главных видов пород Геранского интрузива

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	54,92	50,98	50,54	52,28	52,94	51,77	43,00
TiO_2	0,12	2,26	0,79	1,29	0,21	0,92	2,81
Al_2O_3	28,25	19,66	11,68	14,42	27,38	22,69	13,51
Fe_2O_3	0,96	12,04	12,74	4,62	1,03	2,57	7,16
FeO	–	–	–	12,64	1,21	4,28	13,04
MnO	0,01	0,20	0,24	0,31	0,02	0,08	0,23
MgO	8,86	5,62	12,39	0,27	1,20	2,76	5,46
CaO	6,74	7,53	10,62	5,66	10,08	9,18	9,76
Na_2O	2,57	2,99	2,12	3,86	4,33	3,08	2,36
K_2O	0,38	0,44	0,39	4,00	0,70	0,62	0,49
P_2O_5	0,08	0,17	0,08	0,24			
H_2O	0,44	–	–	0,10			
BaO	–	0,048	0,046	–			
SrO	–	0,057	0,012	–			
CO_2	0,19	–	–	–			
–							
Сумма	101,04	100,99	101,65	99,69			

1 – лейконорит; *2* – габбронорит; *3* – оливиновое габбро; 4 – габбро-сиенит; 5 – среднее для анхимономинерального анортозита; 6 – среднее для анортозита; 7 – среднее для габбронорита, габбро и норита.

Примечание. Ан. 1–3 – по М.Ю. Хотину и М.К. Суханову (1984); 4–7 – по А.М. Ленникову (1979).

магнетит-ильменит-апатитовых руд, рудных и безрудных оливинитов, верлитов, клинопироксенитов, троктолитов, анортозитов, субщелочных габброидов (акеритов и пуласкитов) и сиенитов. Включение этого комплекса в состав Геранского массива весьма дискуссионно. По мнению ряда исследователей (Дагелайская, Мошкин, 1977; Хотин, Суханов, 1984; Богданова, 1983), он является краевой фацией интрузива; Л.П. Карсаков и др. (1977) выделяют его в качестве самостоятельного верхнепротерозойского Оломского сиенит-габбрового интрузива. Судя по имеющимся данным, он действительно имеет много общего с подобными интрузивами (см. главу 2), поэтому в нижеследующем описании не включен в состав анортозитового массива.

Главный комплекс имеет расслоенное строение. Слои пород мощностью в десятки–сотни метров прослеживаются на значительные расстояния. Комплекс подразделяется на две группы: а) собственно анортозитовую мощностью 3–4 км, слагающую нижнюю часть разреза; б) расположенную над ней мезократовую "промежуточную" (1–1,5 км).

"Нижняя" группа в хр. Геран состоит из 11 двучленных ритмов, нижние части которых образованы габброноритами с линзами пироксенитов, которые вверх постепенно сменяются лейкогаббро и анортозитами. При этом снизу вверх мощность габброноритовых прослоев в ритмах уменьшается от 150 до 20–30 м, а анортозитовых – увеличивается от 50 до 250 м. В основании залегающей выше "промежуточной" группы развиты рудные и безрудные габбронориты, которые переслаиваются с оливиновыми вебстеритами и рудными пироксенитами. Здесь же расположены линзы оливинитов, троктолитов и титаномагнетитовых руд, причем последние нередко наблюдаются в виде жил. Вверх по разрезу породы становятся более лейкократовыми и безрудными и представлены переслаивающимися габбро, габброноритами, анортозитами, редко монцонитами.

Для жильного комплекса анортозитового интрузива характерно наличие кварцевых диоритов и чарнокитов.

Породам Геранского интрузива свойственны кумулятивные структуры. В качестве кумулятивных фаз в нижней группе преобладает иризирующий плагиоклаз, редко отмечается инвертированный пижонит; главный интерстициальный минерал – инвертированный пижонит. Оливин, рудные минералы (ильменит, титаномагнетит), апатит и биотит обычно интеркумулятивные. В верхней части разреза "нижней" группы в интерстициях значительную роль играет плагиогранофир.

В интрузиве устанавливается скрытая расслоенность. Состав кумулятивного плагиоклаза меняется от An_{57} в низах "нижней" группы до An_{35} в верхах "промежуточной" группы. Состав интеркумулятивного ортопироксена изменяется от $Wo_{4,4}En_{60,8}Fs_{34,8}$ до $Wo_{9,9}En_{39,5}Fs_{58,6}$, а клинопироксена – от $Wo_{49,5}En_{43,8}Fs_{31,9}$ до $Wo_{39,5}En_{30,9}Fs_{29,6}$.

Химический состав главных типов пород приведен в табл. 86. В отличие от рассмотренных выше автономных анортозит-монцонитовых (мангеритовых) комплексов, в том числе и Каларского, Геранский интрузив практически не подвергся деформации и метаморфизму, в этом отношении он очень близок к анортозит-рапакивигранитным комплексам этапа становления древних платформ. В связи с этим привлекает внимание его ассоциация с Улканским массивом гранитов рапакиви, прорывающим анортозиты на севере (см. рис. 79). Этот массив считается более молодым, но не исключено, что в процессе дальнейших исследований может выявиться его генетическое родство с анортозитами.

АНОРТОЗИТЫ ЭТАПА СТАНОВЛЕНИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ (АНОРТОЗИТ-РАПАКИВИГРАНИТНАЯ АССОЦИАЦИЯ)

Анортозит-рапакивигранитная ассоциация является третьей главной разновидностью докембрийских анортозитов, появление которой связано с этапом становления древних платформ. В настоящее время она известна в основном на Балтийском и Украинском щитах, а также в фундаменте западной части Восточно-Европейской платформы. Этим образованиям посвящено большое количество различных публикаций, среди которых следует отметить работы В.С. Соболева (1947) , А.А. Полканова (1948) и коллективную монографию "Анортозит-рапакивигранитная формация" (1978). Однако, несмотря на значительный объем проведенных работ, многие важные аспекты геологии и петрологии этих образований остаются предметом острой дискуссии, особенно характер соотношений анортозитов и гранитов.

Интрузивы этой ассоциации, согласно О.А. Богатикову и А.П. Биркису, слагают огромный пояс протяженностью более 2000 км, приуроченный к западной окраине платформы (рис. 80). В настоящее время известны и детально изучены следующие массивы: Корсунь-Новомиргородский, Коростеньский, Польский, Рижский, Алланский и др.; кроме того, предполагается существование крупного анортозит-рапакивигранитного плутона на дне Ботнического залива. От Алланского плутона в направлении Ладожского озера протягивается небольшой пояс, в который входят Выборгский (с плутонами-сателлитами Соумением и Ахвенисто), Салминский и Улялегский плутоны.

В тектоническом плане формирование рассматриваемых комплексов происходило на заключительных этапах развития свекофенской подвижной области (Анортозит-рапакивигранитная ..., 1978; Земная кора ..., 1978) в субплатформенную стадию, после чего следовала полная кратонизация региона с переходом к платформенному режиму. Плутоны ассоциации имеют секущие контакты с вмещающими породами, практически не несут признаков регионального метаморфизма и деформированы сравнительно слабо. Раму плутонов слагают разновозрастные геологические образования (от архея до среднего протерозоя), обычно глубоко метаморфизованные и интенсивно складчатые. Возраст рапакиви по изотопно-геохронологическим данным оценивается в 1680–1700 млн. лет, что согласуется и с геологическими данными (Анортозит-рапакивигранитная ..., 1978).

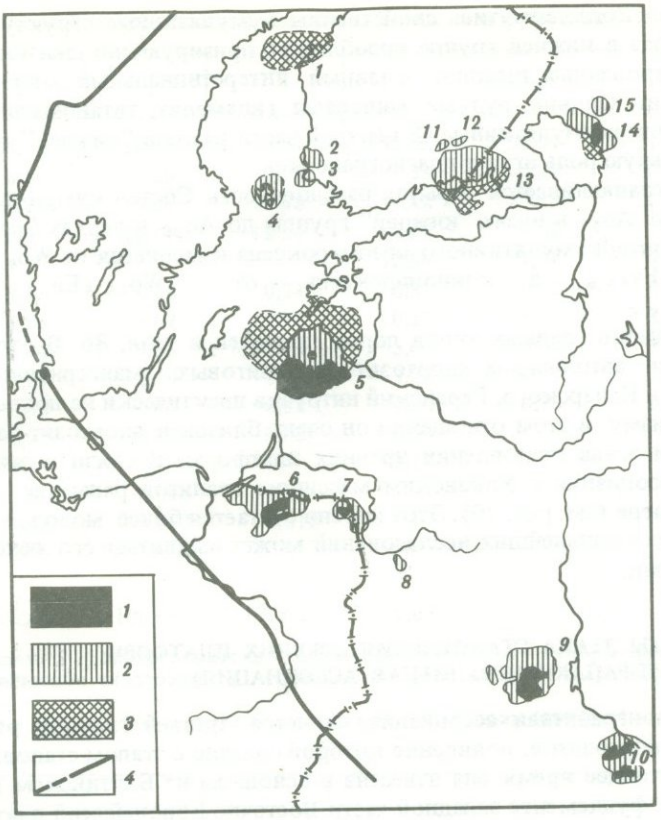


Рис. 80. Схема расположения плутонов анортозит-рапакивигранитной ассоциации на Восточно-Европейской платформе (Анортозит-рапакивигранитная..., 1978)

1 – габбро-анортозиты; *2* – граниты рапакиви; *3* – то же, по геофизическим данным; *4* – западная граница Восточно-Европейской платформы; плутоны (цифры на схеме): *1* – Ботнический, *2* – Лайгильский, *3* – Вохмаасский, *4* – Аландский, *5* – Рижский, *6,7* – Польские, *8* – Белорусский, *9* - Коростеньский, *10* – Корсунь-Новомиргородский, *11* – Ахвенисто, *12* – Суомениемский, *13* – Выборгский, *14* – Салминский, *15* – Улялегский

Массивы анортозитов–гранитов рапакиви образованы серией пород от ультрамафитов до гранитов, включая все промежуточные разновидности типа монцонитов и кварцевых монцонитов. Они представляют собой крупные неправильно-овальные в плане тела площадью десятки–сотни тысяч квадратных километров. Данные о размерах плутонов в современном эрозионном срезе приведены в табл. 87, из которой также видно, что в их составе преобладают граниты.

В геологическом отношении тела анортозитов–гранитов рапакиви изучены довольно слабо, что связано главным образом с их плохой обнаженностью. Поэтому приведенные в табл. 87 цифры характеризуют случайные срезы интрузивов. Представляется, что наиболее близки к истинным соотношения, устанавливаемые для сравнительно глубоко эродированных массивов типа Коростеньского и Корсунь-Новомиргородского, где на долю основных пород приходится 20–25, монцонитов и кварцевых монцонитов – 20–25 и гранитов – 50–60% объема.

По мнению большинства исследователей, рассматриваемые породы представляют собой единую серию и связаны общностью происхождения. Это подтверждается наличием переходных разновидностей пород и их закономерной сменой в плане и по разрезу. Согласно преобладающей в настоящее время точке зрения, массивы являются многофазными интрузивами, причем каждая разновидность пород отражает самостоятельную фазу внедрения. Породы среднего состава (монцониты и кварцевые монцони-

Таблица 87. Размеры плутонов рапакиви и количественные соотношения основных и кислых пород в их пределах (Магматические формации ..., 1980)

Плутон	Площадь		
	общая, км²	занимаемая породами,%	
		основными	кислыми
Выборгский	16000	–	100
Салминский	4500	10	90
Рижский	30000	10–15	85–90
Коростеньский	12000	25	75
Корсунь-Новомиргородский	5400	23	77

ты) нередко рассматриваются в качестве гибридных пород, возникших за счет реакции гранитной магмы с более ранними основными породами. Ниже рассмотрены примеры таких массивов.

Коростеньский плутон имеет неправильную, близкую к прямоугольной форму. Согласно В.П. Бухареву (Анортозит-рапакивигранитная ..., 1978), он прорывает гнейсы и мигматиты тетеревской свиты нижнего протерозоя, а также древние гранитоиды кировоградско-житомирского и осницкого комплексов. Контакты резкие, интрузивные, сопровождаемые ороговикованием вмещающих пород и развитием в них многочисленных апофиз гранитов рапакиви и связанных с ними щелочных метасоматитов. Как видно на схеме геологического строения (рис. 81), местами вмещающие породы встречаются в пределах плутона в виде крупных ксенолитов или эрозионных "окон".

В настоящее время большинство исследователей, вслед за В.С. Соболевым (1947) и А.А. Полкановым (1948), склоняются к представлению о пологой пластинообразной форме плутона. В пользу этого свидетельствует преобладающее субгоризонтальное залегание расслоенности и наличие "окон" подстилающих пород. Граниты всюду залегают на основных породах и на значительной площади образуют их кровлю.

По данным геофизических исследований, мощность Коростеньского плутона составляет 3–6 км, причем большая его часть сложена гранитами рапакиви.

Породы основного состава развиты преимущественно в южной и центральной частях плутона в виде пяти крупных "массивов", или "блоков", из которых наиболее крупным (и наиболее изученным) является Володарско-Волынский (площадь 1250 км²). Согласно А.А. Полканову (1948), этот "блок" имеет куполообразную форму. Его центральная часть сложена темными иризирующими крупнозернистыми анортозитами и габбронорит-анортозитами. Мощность этих образований 2–3 км. От центра к периферии в плане или вверх по разрезу они сменяются зоной ритмичного переслаивания габбронорит-анортозитов, троктолитов, норитов, габброноритов и монцонитов. Среди них также встречаются прослои пироксенитов (гиперстенитов) и гарцбургитов мощностью от нескольких сантиметров до 10 м, а также жильные тела этих пород. Общая мощность зоны переслаивания достигает 1000–1300 м. Благодаря наличию расслоенности иногда удается наблюдать, что породы интрузива деформированы в пологие складки (рис. 82). Это позволило А.А. Полканову отнести массив к типу "вторично-измененных плутонов".

Согласно представлениям некоторых украинских геологов (Н.В. Вадимов, В.П. Бухарев и др.), габбронориты и ультрабазиты образуют полосовидные тела и узкие цепочки интрузивов и являются более молодыми по сравнению с вмещающими их анортозитами и лейкогаббро. Однако А.П. Биркисом и О.А. Богатиковым было показано, что имеются две разновозрастные группы габброноритов, не всегда отчетливо различающихся между собой. Более ранние габбронориты и троктолиты одновозрастны с анортозитами и лейкогаббро; они формируют в них прослои и шлиры. Ко второй, более молодой группе ими отнесены интрузивные тела мелкозернистых мезо-, меланократо-

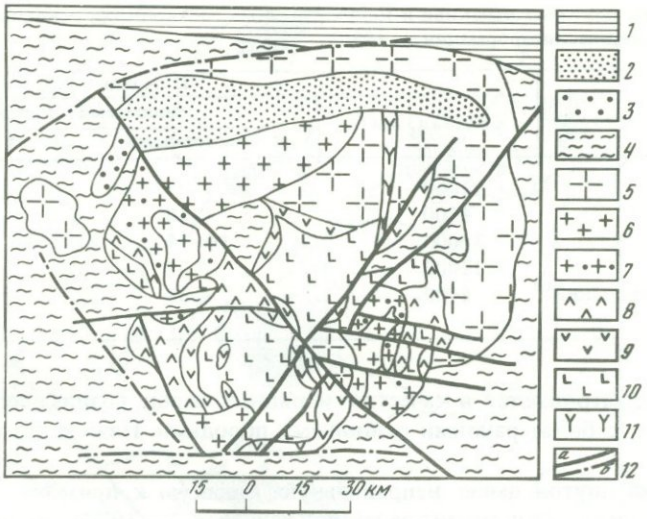


Рис. 81. Схема геологического строения Коростеньского плутона (Анортозит-рапакивигранитная..., 1978, с упрощениями)

1,2 – платформенные отложения: *1* – Припятского прогиба, *2* – овручской серии; *3* – песчаники пугачевской свиты; *4* – гнейсы, мигматиты и граниты раннего докембрия; *5* – нерасчлененные рапакиви (главным образом розовые овоидные граниты); *6* – мелковоидные серые рапакиви; *7* – кварцевые монцониты и диориты; *8* – монцониты; *9* – габбронориты, нориты; *10* – габбронорит-анортозиты и анортозиты; *11* – дайка габбро-долеритов; *12* – разломы (*а* – прослеженные, *б* – предполагаемые)

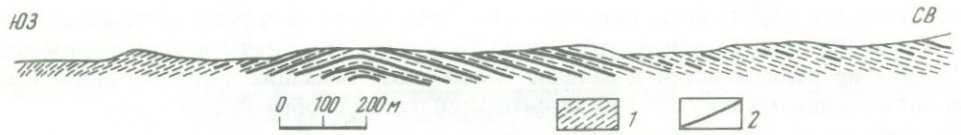


Рис. 82. Структура расслоенного комплекса Волынского массива в районе р. Ирши (Полканов, 1948)

1 – расслоенные габбронориты; *2* – прослои и шлиры анортозитов

вых габброноритов (часто с офитовой структурой) и ультрабазитов, которые контролируются разрывными нарушениями и действительно имеют интрузивные контакты с анортозитами и лейкогаббро.

Породы "анортозитового комплекса" обычно полого погружаются под вмещающие их граниты. Однако соотношения их неоднозначны. С одной стороны, наблюдается согласное залегание гранитов и основных пород с широким развитием ритмично переслаивающихся промежуточных разновидностей типа монцонитов, кварцевых монцонитов, кварцевых диоритов и серых и зеленых мелкоовоидных[1] рапакиви. С другой стороны, граниты нередко секут породы "анортозитового комплекса" с образованием типичных интрузивных контактов. Это позволило А.А. Полканову высказать предположение, что анортозиты некогда представляли собой огромный комплекс, расчлененный и деформированный последующей интрузией гранитов. Отдельные разновидности гранитов могут пересекать друг друга, но в определенной последовательности: серые рапакиви секутся розовыми биотит-роговообманковыми рапакиви, а те, в свою очередь, равномернозернистыми биотитовыми гранитами. Именно это обстоятельство и послужило основанием для выделения I, II и III интрузивных фаз гранитоидов.

Таким образом, в пределах Коростеньского плутона устанавливаются довольно противоречивые соотношения между всеми разновидностями пород. С одной стороны,

[1] Овоиды – округло-овальные выделения ортоклаза, типичные для гранитов рапакиви.

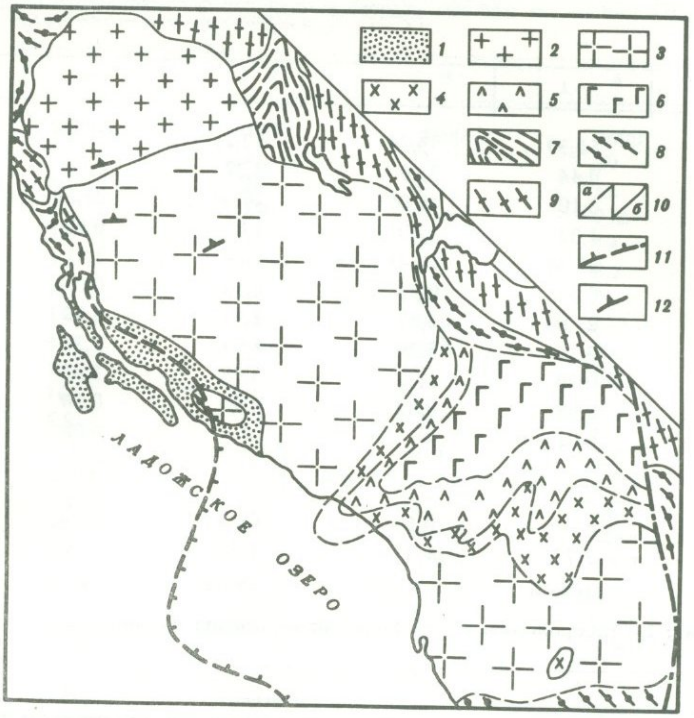


Рис. 83. Схема геологического строения Салминского плутона (Шарков, 1983$_1$)

1 – вулканогенно-осадочные образования салминской свиты; *2* – биотитовые граниты; *3* – розовые овоидные биотит-роговообманковые граниты; *4* – серые мелкоовоидные рапакиви, кварцевые монцониты и диориты; *5* – монцониты; *6* – габбронорит-анортозиты; *7* – эффузивно-осадочные образования ятулия; *8* – амфиболиты, сланцы и кварциты нижнего протерозоя; *9* – гнейсо-граниты и мигматиты архея; *10* – границы между разновидностями пород (*а* – прослеженные, *б* – предполагаемые); *11* – граница плутона по геофизическим данным; *12* – элементы залегания трахитоидности

все они связаны между собой промежуточными развовидностями и зонами ритмичного переслаивания, а с другой – могут иметь интрузивные контакты, причем в этом случае они секут друг друга в определенной последовательности, соответствующей положению пород в общем разрезе. Такие соотношения вряд ли могут быть объяснены многофазностью формирования плутона, как это сейчас принимается. Вместе с тем подобный характер строения довольно обычен для крупных расслоенных плутонов, в частности Бушвельдского.

Возникновение подобного строения в нем связывается с изменением формы интрузивной камеры в процессе кристаллизации плутона, обусловленном движениями в раме. О том, что такие движения действительно имели место, свидетельствуют деформации расслоенности в габброидах, на которые обращалось внимание выше. В гранитах ввиду преобладания в них массивных текстур подобного рода деформации трудно различимы и пока не установлены. Этот вывод не противоречит представлениям о формировании интрузивов в субплатформенный этап, поскольку деформации не идут ни в какое сравнение с мощнейшим рассланцеванием и складкообразованием в анортозит-монцонитовых интрузивах ранних этапов развития древних платформ.

Таким образом, имеющиеся геолого-петрологические и геофизические данные позволяют думать, что Коростеньский плутон, скорее всего, представляет собой крупный расслоенный интрузив основных и кислых пород, формировавшийся в условиях несколько повышенной мобильности рамы.

Салминский (Питкярантский, Питкярантско-Туломозерский) плутон расположен на северо-восточном берегу Ладожского озера. К северу от него залегает сравнительно

Таблица 88. Химический состав главных разновидностей пород Салминского плутона (Бантова и др., 1975)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO_2	51,30	48,74	50,21	55,48	52,20
TiO_2	0,44	3,60	2,37	0,04	3,50
Al_2O_3	3,10	18,05	20,00	27,52	15,30
Fe_2O_3	1,32	1,40	1,87	0,69	2,17
FeO	17,35	10,41	7,39	1,11	9,77
MnO	0,33	0,23	0,12	0,05	0,19
MgO	21,00	4,47	2,33	0,08	2,33
CaO	3,16	8,29	8,94	9,31	7,04
Na_2O	0,30	2,99	3,58	3,87	2,94
K_2O	0,08	0,82	0,90	0,80	2,36
P_2O_5	0,01	–	–	0,08	–
CO_2	–	–	–	–	–
H_2O^+	–	–	–	–	–
H_2O^-	–	0,16	0,05	0,12	0,27
П.п.п.	1,77	1,27	1,32	0,80	1,82
Сумма	100,16	100,43	99,08	100,41	99,89

1 – бронзитит; 2 – габбронорит; 3 – габбронорит-анортизит; 4 – анортозит; 5 – монцонит.

небольшой Улялегский массив рапакиви, а к югу – Лодейнопольский, являющиеся, вероятно, его сателлитами.

Как видно на схеме геологического строения (рис. 83), в массиве устанавливается отчетливая зональность в расположении главных разновидностей пород. Его северная часть образована равномернозернистыми биотитовыми гранитами, далее к югу расположены розовые овоидные граниты (выборгиты), являющиеся аналогами соответственно III и II фаз Коростеньского плутона. В качестве интрузивных фаз их рассматривают и многие исследователи Салминского интрузива (Л.П. Свириденко, Р.З. Левковский, Д.А. Великославинский, А.П. Биркис и др.). Еще южнее, уже по данным бурения, развиты серые мелкоовоидные граниты, которые сменяются кварцевыми диоритами, кварцевыми монцонитами и монцонитами. В центральной части наблюдаются темные габбронорит-анортозиты и анортозиты с прослоями норитов и редко бронзититов. В южной части тела, судя по данным бурения, наблюдается такая же зональность, но в обратной последовательности – от анортозитов к розовым рапакиви (Бантова и др., 1975; Шарков, 1983_1).

Менее определенны данные по внутренней структуре интрузива. Считается, что он в целом имеет пластинообразную форму и мощность от 2–3 до 5–7 км в центральной части (Анортозит-рапакивигранитная . . . , 1978). По аналогии с Коростеньским плутоном можно предположить, что выявленная горизонтальная зональность в распределении главных типов пород одновременно является и вертикальной, проявляющейся в смене снизу вверх габбронорит-анортозитов и анортозитов норитами, затем монцонитами, кварцевыми монцонитами и кварцевыми диоритами, серыми мелкоовоидными рапакиви, розовыми рапакиви и биотитовыми гранитами. С таких позиций общая морфология тела с клинообразным выходом основных пород в юго-западной части и конформным с ним выступом гранитоидов, уходящим под акваторию Ладожского озера, может свидетельствовать о том, что тело было деформировано в очень пологую антиклинальную складку с шарниром, погрузившимся в юго-западном направлении (Шарков, 1983_1). Соответственно привлечение гипотезы о многофазном формировании плутона здесь не является необходимым. Химический состав главных

Таблица 89. Содержание редких и рассеянных элементов в главных разновидностях пород Салминского плутона (Анортозит-рапакивигранитная . . . , 1978)

Элементы	1	2	3	4	5
Ti	9500	3900	8400	6000	5500
V	100	21	54	59	27
Cr	4,6	18	8,9	16	5,0
Mn	920	250	830	770	570
Co	21	12	19	19	9,2
Ni	5,5	4,4	5,5	8,2	2,7
Cu	25	12	23	20	12
Zn	160	45	150	120	160
Sr	480	510	480	300	370
Ba	1000	920	980	1400	5000
Ga	16	16	16	15	15
Pb	5,8	4,3	5,6	13	14
Be	< 1,3	< 1,3	< 1,3	2,2	1,3
Sn	< 2,4	< 2,4	< 2,4	< 2,4	< 2,4
Mo	2,4	1,1	1,5	3,6	4,5
Zr	39	43	40	400	940
Y	< 8,7	< 8,7	< 8,7	< 8,7	< 8,7
Yb	< 1,8	< 1,8	< 1,8	2,2	< 1,8
La	< 45	< 45	< 45	< 30	< 45
Ce	< 72	< 72	< 72	< 60	< 72
P	–	–	6,7	–	1,9

1 – нориты; 2 – габбронорит-анортозиты и анортозиты; 3 – породы основного состава (сводная выборка); 4 – монциниты; 5 – кварцевые монциниты.

разновидностей пород Салминского плутона и содержания в них редких и рассеянных элементов приведены в табл. 88 и 89.

Рижский плутон, описанный О.А. Богатиковым и А.П. Биркисом (1973), расположен в Западной Латвии. Он полностью перекрыт чехлом платформенных отложений мощностью 900–1800 м и был выявлен по материалам бурения.

В плане плутон имеет неправильно-овальную форму. Его северная часть сложена гранитами рапакиви. По направлению к югу, помимо рапакиви, в скважинах устанавливаются граносиениты, кварцевые сиениты, кварцевые монциниты и монциниты. В южной половине плутона в значительных количествах появляются анортозиты, слагающие, как и в Коростеньском плутоне, отдельные тела (блоки), вытянутые в субширотном направлении, в целом параллельно южному контакту массива. Размеры этих тел обычно 100–200 км^2, самое большое из них (Приекульское) достигает 1000 км^2. Базитовые тела либо сложены анортозитами и норит-анортозитами, либо к ним добавляются нориты и габбронориты с прослоями троктолитов и плагиоклазовых оливинитов. Внутреннее строение тел характеризуется пятнисто-полосчатым распределением пород, т.е. для них характерны расслоенные текстуры.

Таким образом, даже в случае "точечного опробования" массива путем редкой сети скважин здесь устанавливается такая же горизонтальная зональность, как и в более обнаженных телах. Из этого следует, что выявленные закономерности в строении интрузивов являются общими для рассматриваемых образований. Возрастная последовательность пород, установленная на основании пересечения одних пород другими, не отличается от наблюдаемой в Коростеньском и Салминском плутонах.

Петрографические и петрохимические особенности основных пород анортозит-рапакивигранитной ассоциации

Как уже указывалось, преобладающими разновидностями основных пород ассоциации являются габбронорит-анортозиты и анортозиты, различающиеся главным образом количеством интеркумулусного материала. Это темные крупнозернистые породы, единственной кумулятивной фазой которых служит иризирующий в голубовато-синих тонах плагиоклаз An_{46-55}. В качестве второй кумулятивной фазы иногда отмечается апатит. Интеркумулусный материал представлен орто- и клинопироксенами, титаномагнетитом, ильменитом, биотитом, а также ортоклазом, кварцем, зелено-бурой роговой обманкой; в незначительном количестве присутствуют сульфиды (главным образом пирротин, а также пирит, халькопирит, пентландит, сфалерит), циркон.

Плагиоклаз (An_{46-55}) образует субидиоморфные таблитчатые кристаллы размером от 0,5 до 3–5 см темно-серого до черного цвета. Наиболее основные плагиоклазы (An_{60-61}) встречены в анортозитах Рижского плутона. Темный цвет минерала объясняется наличием тонких пластинчатых и пылевидных выделений титаномагнетита, магнетита и гематита, возникших при распаде твердого раствора. Степень идиоморфизма зерен плагиоклаза в значительной мере зависит от количества интеркумусного материала главным образом пироксена. По мере уменьшения его количества плагиоклаз теряет идиоморфные очертания, и зерна приобретают неправильно-овальную форму. Это свидетельствует о том, что анхимономинеральные анортозиты сформировались в результате адкумулатного разрастания кристаллов плагиоклаза, как, например, в Скергаардском интрузиве (см. рис. 10).

Характерной особенностью плагиоклаза рассматриваемых анортозитов и лейкогаббро (габбро-анортозитов) является присутствие в нем большого количества мелких включений калиевого полевого шпата, без видимой закономерности рассеянных по кристаллу. Кроме того, в краевых частях зерен иногда отмечаются ксеноморфные включения кварца, пироксенов, апатита и титаномагнетита; нередко эти включения состоят из двух и более фаз.

Апатит в породах иногда образует длиннопризматические кристаллы, являющиеся кумулятивными фазами; чаще это ксеноморфные выделения, расположенные в интерстициях между зернами плагиоклаза вместе с пироксенами, рудными минералами и др.

Ортопироксен (инвертированный пижонит) относится к ряду гиперстен–феррогиперстен. Состав его варьирует от Fs_{34-40} в Рижском массиве до Fs_{40-50} и даже Fs_{65-70} в украинских плутонах. Более железистые разновидности обычно характерны для зон переслаивания габбро-анортозитов с троктолитами и габброноритами. Интерстициальные клинопироксены представляют собой распавшийся твердый раствор авгита и пижонита. В анортозитах Рижского плутона они имеют состав $Wo_{38}En_{17}Fs_{45}$.

В некоторых случаях в породах наблюдается оливин (Fa_{38-40} в латвийских анортозитах и Fa_{60-64} в Коростеньском плутоне). Зелено-бурая роговая обманка обрастает и замещает пироксены. Интерстициальные рудные минералы иногда образуют симплектитовые срастания с пироксенами. Вдоль границ интерстициального ортоклаза и плагиоклаза нередки каемки мирмекитов.

Иногда плагиоклазовые кумулаты содержат до 40–50% интерстициального материала; в этом случае породы описываются как нориты, габбронориты и даже полевошпатовые ультрабазиты.

В анортозитах Коростеньского и Рижского плутонов О.А. Богатиковым (1979) описаны интерстициальные обособления, по составу приближающиеся к граниту или гранофиру. Их размеры варьируют от миллиметров до 1–2 см и более. Они формировались за счет остаточного расплава и являются прямым указанием на состав поздних фракционатов.

Троктолиты и оливиновые габбронориты (оливин-плагиоклазовые кумулаты)

обычно приурочены к зоне ритмичного переслаивания лейкогаббро и норитов. Набор интерстициальных минералов такой же, как и в габбронорит-анортозитах, за исключением оливина. Состав плагиоклаза также аналогичен. Состав оливина в Рижском плутоне соответствует Fa_{36-38}, в украинских массивах состав его меняется от Fa_{48-55} до Fa_{68-73}. Среди троктолитов (особенно Рижского плутона) отмечаются шлиры и небольшие линзовидные прослои оливинитов с интерстициальным плагиоклазом состава An_{43-52}.

Нориты и оливиновые нориты также приурочены к зонам ритмичного переслаивания в верхней части разреза анортозитовых тел; реже они развиты в их основании (Салминский плутон). В последнем случае в породах присутствуют сравнительно высокотемпературные плагиоклаз (An_{55-60}) и ортопироксен (Fs_{30-38}).

Габбронориты и двупироксеновые диориты образованы кристаллами инвертированного пижонита Fs_{60-70}, авгита и антипертитового плагиоклаза (An_{45-48}). Диориты часто имеют порфировидную структуру и очень напоминают диориты (иотуниты) анортозит-монцонитовых (мангеритовых) комплексов. Интерстициальный материал представлен титаномагнетитом, ильменитом (5–7%), апатитом (1–2%), зелено-бурой роговой обманкой, красно-коричневым биотитом, а также кварцем и ортоклазом.

Монцониты имеют темно-серую окраску и среднезернистое сложение. Характерен идиоморфизм полевых шпатов – плагиоклаза (An_{36-46}) и ортоклаз-пертита – по отношению к пироксенам; иногда в качестве кумулятивной фазы отмечается инвертированный пижонит (Fs_{52-66}). Кварцевые монцониты – серые крупнозернистые породы с массивной текстурой. Минералы кумулуса – ортоклаз-мезопертит, плагиоклаз (An_{30-36}) и кварц. Кварцевые диориты отличаются от них пониженной ролью ортоклаза (не более 5%) и значительно меньшим распространением. Интерстициальные пироксены (ортопироксен Fs_{67-81} и ферроавгит) составляют 2–10% объема пород. Иногда отмечается феррогортонолит (Fa_{85-90}).

По мере раскисления плагиоклаза кварцевые монцониты переходят в граниты рапакиви, вначале серые, а затем розовые. Наиболее низкотемпературными дифференциатами, вероятно, являются розовые биотитовые граниты.

Завершая характеристику анортозит-рапакивигранитной ассоциации, следует указать, что по набору пород она близка к анортозит-монцонитовой (мангеритовой) ассоциации, от которой отличается соотношением основных и кислых пород. Если в анортозит-монцонитовой ассоциации на долю кислых пород приходится не более 1/3 или 1/4 части разреза, то в составе анортозит-рапакивигранитной ассоциации преобладают гранитоиды. Составы одноименных пород разных плутонов несколько различаются. Так, породы Рижского плутона характеризуются наивысшей магнезиальностью, кальциевостью и наименьшими концентрациями TiO_2 и Fe_2O_3 (Анортозит-рапакивигранитная ..., 1978). Противоположную тенденцию обнаруживают породы Салминского плутона. Составы украинских интрузивов занимают промежуточное положение. Преимущественная концентрация титана в породах и высокая титанистость окисно-рудной фазы свойственны Салминскому и особенно украинским плутонам, в то время как в базитах Рижского плутона наблюдается преобладание железа над титаном. Высокие концентрации TiO_2 в породах всегда сопровождаются повышенными содержаниями P_2O_5. Во всех анортозитовых комплексах сопряженно возрастают калиевость и железистость пород, что, очевидно, связано с тем, что титаномагнетит и ортоклаз в них входят в состав интеркумулуса.

Устанавливается закономерное изменение содержаний многих окислов и петрохимических параметров в направлении от габбронорит-анортозитов через кварцевые монцониты к рапакиви. Как показано О.А. Богатиковым и А.П. Биркисом, в этом направлении наблюдается увеличение общей железистости (от 0,55–0,65 до 0,80–0,90) и калиевости (от 0,10–0,13 до 0,50–0,55) пород; одновременно с этим уменьшается титанистость окисно-рудной фазы (от 0,50 до 0,30).

Установлено, что в гранитных частях плутонов от анортозитов наследуются повы-

Таблица 90. Средневзвешенный химический состав пород анортозит-рапакивигранитных комплексов (Анортозит-рапакивигранитная ..., 1978)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO_2	66,04	65,60	66,62	67,80	64,09
TiO_2	0,75	0,85	0,44	0,81	0,81
Al_2O_3	14,73	15,24	16,28	14,13	15,66
Fe_2O_3	1,41	1,27	1,56	1,81	1,52
FeO	4,64	4,90	2,74	3,80	5,07
MnO	0,08	0,12	0,06	0,15	0,08
MgO	1,31	1,28	1,32	1,06	1,42
CaO	3,20	3,36	3,72	2,79	4,11
Na_2O	3,32	2,90	3,31	2,90	3,19
K_2O	4,32	4,16	3,85	4,42	3,81
P_2O_5	0,19	0,31	0,09	0,10	0,25

1–4 – плутоны: 1 – Коростеньский, 2 – Корсунь-Новомиргородский, 3 – Рижский, 4 – Салминский; 5 – среднее для интрузивов анортозитов–гранитов рапакиви.

Примечание. Все анализы пересчитаны на безводной основе.

шенные или пониженные содержания SiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO, Na_2O, K_2O и особенности их распределения. Эти унаследованные петрохимические особенности отличают плутоны друг от друга. Так, например, рапакиви Рижского плутона наследуют от анортозитов наибольшие (сравнительно с одноименными породами других плутонов) содержания Al_2O_3, MgO и CaO, повышенную основность полевошпатовой части пород, минимальные концентрации FeO и TiO_2 и наименьшие значения железистости и калиевости. Салминские рапакиви наследуют от предшествующих анортозитов наиболее высокие содержания SiO_2, FeO, Na_2O, наибольшие значения железистости и калиевости пород, минимальные содержания в них Al_2O_3 и MgO и наименьшую основность плагиоклаза.

Распределение редких элементов в главных разновидностях пород Салминского плутона иллюстрирует табл. 89. Выделяются две группы элементов. Первая включает элементы (Mn, Cr, Ga, Mo, Zn, La), концентрации которых одинаковы как в основных, так и в кислых породах, а вторая – элементы с изменчивыми содержаниями. Так, в направлении от гранитов к базитам увеличиваются концентрации P, Ti, Co, Ba, Sr и Sc и, наоборот, уменьшаются содержания Pb, Nb, Sn, Y, Yb и Cu.

Анализ материалов по другим интрузивам (Бантова и др., 1975; Анортозит-рапакивигранитная ..., 1978) показал, что в ряде случаев основным породам анортозит-рапакивигранитной ассоциации свойствен дефицит Mn, Ni, V, Cu и Y при некотором избытке Ce, Sn, Mo, La, а иногда P, Ti, Pb.

Кислые и основные породы ассоциации отличаются низкими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения (0,704; 0,709; 0,714 для Выборгского, Салминского и Коростеньского плутонов соответственно), типичными для продуктов кристаллизации мантийных расплавов.

Согласно А.П. Биркису (1980), обобщившему данные по геотермометрии (двупироксеновый, двуполевошпатовый, ильменит-титаномагнетитовый, биотит-роговообманковый, биотит-полевошпатовый и другие геотермометры), наиболее вероятные температуры кристаллизации пород ассоциации составляют: лейкогаббро и анортозиты 1100–950°С, монцониты 900, кварцевые монцониты 800, овоидные биотиты–роговообманковые рапакиви 780–730, биотитовые рапакиви 650–630°С.

Имеющиеся данные по геобарометрии (широкое развитие в интрузивах оливин-плагиоклазовых кумулатов, наличие в Рижском плутоне коронарных пироксен-шпинелевых структур вдоль границ оливина и плагиоклаза, данные по ортопироксеновому геобарометру Вуда–Стренса) свидетельствуют о том, что становление плутонов

происходило при давлении порядка 4 ± 2 кбар. При этом наиболее высокие давления характерны для Рижского плутона, а наименьшие – для Салминского.

Состав исходного расплава анортозит-рапакивигранитной ассоциации разными исследователями оценивается по-разному. Так, Д.А. Великославинский (Анортозит-рапакивигранитная . . . , 1978; Магматические формации . . . , 1980) считает, что исходный расплав отвечал составу габбро-анортозита (лейкократового норита) или плагиоклазового порфирита. Однако простой расчет показывает, что для получения из такого расплава гранитного остатка состава рапакиви необходимо отделить от него в 10 раз больше пород основного и ультраосновного состава. В результате под рассматриваемыми плутонами должны были бы располагаться интрузивные массы пород основного и ультраосновного состава по крайней мере на порядок более крупные, чем сами массивы анортозитов–гранитов рапакиви. В геофизических полях это должно было бы привести к появлению крупного гравитационного максимума, как это, например, устанавливается под грабеном Осло. Под плутонами же всюду наблюдаются мощные гравитационные минимумы, свидетельствующие об отсутствии значительных масс тяжелых основных пород.

Более правдоподобными являются гипотезы о трахиандезит-трахидацитовом (Биркис, 1980), дацитовом (Богатиков, 1979) или дацит-риолитовом (Шарков, 1983_1) составе исходных расплавов, хотя трахиандезитовая модель сталкивается с теми же трудностями, что и габбро-анортозитовая. По-видимому, наиболее близкими к исходному являются дацитовый или дацит-риолитовый расплавы, тем более, что средневзвешенный состав плутонов отвечает дациту (табл. 90). Такой же состав имеют и предполагаемые эффузивные аналоги рассматриваемой ассоциации – кислые эффузивы (кварцевые порфиры) и мелкие гипабиссальные гранитные интрузивы, развитые в области Дала в Швеции, на о-ве Суурсорсаари (Хогланд) и в районе Лапперанта (Анортозит-рапакивигранитная . . . , 1978).

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Как было показано выше, автономные анортозиты довольно разнообразны по характеру ассоциаций горных пород, морфологии и особенностям их вторичной переработки. Выделяются следующие три типа автономных анортозитовых комплексов, последовательно появляющихся по мере развития докембрийской земной коры (Богатиков, 1979).

Наиболее развиты интрузивы основных и ультраосновных пород, часть которых характеризуется наиболее древними датировками. Эти тела пространственно связаны с древнейшими метаморфическими комплексами, где широко распространены образования тоналит-трондьемитового состава – так называемые серые гнейсы, возраст которых может достигать 3,8 млрд. лет.

Анортозит-монцонит-гранитные (мангеритовые, чарнокитовые) массивы встречаются в основном в виде пластинообразных тел, трассирующих граничные зоны между крупными сегментами земной коры с разной историей геологического развития; обычно они являются синкинематическими образованиями.

Анортозит-рапакивигранитные плутоны формируются в субплатформенную стадию развития раннедокембрийских подвижных областей. По-видимому, они представляют собой крупные грубослоенные интрузивы, возникшие в условиях еще не полностью консолидированной рамы. Анортозиты этого типа практически не изменены.

Детальные геолого-петрографические исследования пород типичных анортозитовых ассоциаций позволили установить, что многие из них имеют первично-магматические текстуры или содержат их реликты. Это свидетельствует о том, что ассоциации представляют собой интрузивы, подвергшиеся в той или иной мере вторичной переработке.

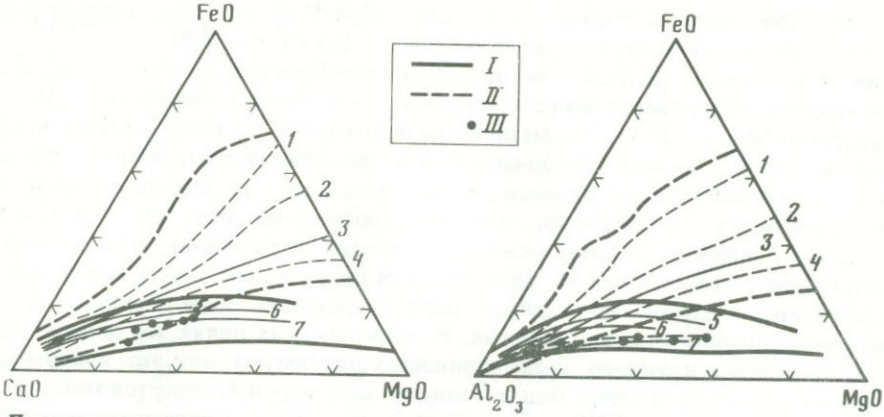


Рис. 84. Поля составов анортозитовых ассоциаций (Богатиков, 1979)

1–7 – вариационные кривые составов анортозитовых ассоциаций интрузивов: *1* – Корсунь-Новомиргородского, *2* – Коростеньского, *3* – Салминского, *4* – Рижского, *5* – Колвицкого, *6* – Сальнотундровского, *7* – Монче–Чуна–Волчьих Тундр; *I* – составы анортозитовых ассоциаций ранних этапов развития древних платформ; *II* – составы субплатформенных ассоциаций; *III* – составы анортозитов Луны

Исходные расплавы анортозитовых ассоциаций были различными. Анортозиты, ассоциирующие с породами основного и ультраосновного состава, образовались из расплавов, отвечающих по составу толеитовым базальтам, а ассоциирующие с породами среднего и кислого состава – из известково-щелочных расплавов, соответствующих составам высокоглиноземистых базальтов, андезитов (анортозит-мангеритовые массивы) и риолит-дацитов (анортозит-рапакивигранитные массивы).

Судя по имеющимся данным, кристаллизация расплавов происходила в условиях повышенных и умеренных давлений. Большинство анортозит-монцонитовых и анортозит-базитовых интрузивов кристаллизовалось при давлении 7 ± 1 кбар, а анортозит-рапакивигранитных – при 4 ± 2 кбар. Нужно, конечно, иметь в виду, что при значительной мощности интрузивов (7–10 км) величина давления у их подошвы и у кровли может различаться на 2–3 кбар.

Как уже указывалось, рассмотренные анортозиты встречаются только в докембрии. В верхнем архее возникают анортозиты, ассоциирующие с основными и ультраосновными породами. Анортозит-монцонитовые комплексы известны только с начала раннего протерозоя, а анортозит-рапакивигранитные – с конца раннего протерозоя. Таким образом, эволюция анортозитового магматизма идет в сторону усложнения состава последовательно возникающих анортозитовых ассоциаций, при этом появление новых ассоциаций не предусматривает полного исчезновения более ранних. В целом это в какой-то мере отражает эволюцию земной коры на ранних этапах ее развития (Богатиков, 1979).

С анортозитами докембрия связан целый ряд полезных ископаемых. Наиболее широко развита железо-титановая минерализация, образующая значительные концентрации во всех рассмотренных выше анортозитовых ассоциациях. Для титаномагнетитовых руд в анортозитах, ассоциирующих с основными и ультраосновными породами, характерны повышенные содержания V_2O_5, достигающие 0,2–0,6% (Bishop et al., 1980; Юдин, 1980). Здесь же устанавливается хромитовая минерализация (комплекс Фискенассет). В анортозитах, ассоциирующих с монцонитами (мангеритами) и гранитами рапакиви, обычны комплексные апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды (Buddington, 1939; Суханов, Панских, 1981; Анортозит-рапакивигранитная . . . , 1978 и др.).

В анортозит-рапакивигранитных плутонах с кислыми дифференциатами связано оловянно-редкометальное и полиметаллическое оруденение (Салминский, Выборгский массивы), а с рапакиви Коростеньского плутона – пегматитовые месторождения

мориона. Кроме того, сами анортозиты могут использоваться как сырье для получения глинозема, цемента и других продуктов. Некоторые разновидности анортозитов, монцонитов (мангеритов) и гранитов представляют собой ценный строительный и облицовочный материал.

Представляют интерес данные сравнительного анализа анортозитов Земли и Луны, выполненного О.А. Богатиковым. Результаты этого анализа сводятся к следующему.

1. И те и другие анортозиты являются раннедокембрийскими образованиями. Возраст анортозитов Луны, доставленных на Землю космическими аппаратами, варьирует от 4,09 до 4,24 млн. лет. На Земле анортозиты такого возраста пока неизвестны, хотя, возможно, это связано с их вторичной переработкой.

2. Для лунных анортозитов характерна тесная ассоциация с породами основного состава – особенно норитами и троктолитами; в этом отношении они ближе к стратиформным анортозитам Земли, чем к автономным.

3. По характеру текстур и структур, в частности наличию прекрасно выраженных кумулятивных структур, анортозиты Луны также весьма близки к стратиформным анортозитам, хотя, как было показано выше, реликты кумулятивных структур повсеместно устанавливаются и в анортозитах автономного типа. По составу плагиоклаза (An_{90-100}) они ближе всего к стратиформным и автономным анортозитам ранних этапов развития древних платформ, особенно ассоциирующих с основными и ультраосновными породами интрузивов, типа Фискенассет и Ачинского. Интересно, что в отличие от земных анортозитов, в составе окисной рудной фазы которых присутствуют титаномагнетит и ильменит, на Луне развит преимущественно ильменит.

4. В петрохимическом отношении (рис. 84) лунные анортозиты ближе всего к древним автономным анортозитам. Специфической особенностью лунных анортозитов является чрезвычайно низкое содержание Na_2O ($\leqslant 0{,}5\%$).

5. Изотопные соотношения кислорода $\delta^{18}O$ варьируют в плагиоклазах лунных габброидов и анортозитов в пределах 6,05–6,33‰. Они весьма близки к наблюдающимся в плагиоклазах стратиформных анортозитов Земли и некоторых автономных анортозитов, например Каларского и Коростеньского интрузивов.

ЧАСТЬ II

БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ОКЕАНИЧЕСКИХ СЕГМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

До сравнительно недавнего времени магматизм океанических сегментов, особенно океанического дна, был довольно слабо изучен. Однако развернувшиеся за последние годы широкие исследования дна океанских акваторий, сопровождаемые буровыми работами, в значительной мере восполнили этот пробел. Было установлено, что многообразие геодинамических процессов в океанах может быть сведено всего к нескольким режимам: растяжения (конструктивных границ литосферных плит), внутриплитному и трансформному. Так, в режиме растяжения развиваются срединно-океанические хребты и острова, расположенные в их осевых частях и на флангах. К внутриплитным обстановкам относятся океанские острова и подводные горы абиссальных равнин, в том числе и связанные с "горячими точками", а также такие морфоструктуры, как асейсмичные хребты. Трансформный режим, как следует уже из названия, свойствен трансформным разломам.

Каждый тип режима имеет свою специфику магматизма. Особое место занимают базальты осевых частей срединно-океанических хребтов (MORB), которые наблюдаются только в этой геодинамической ситуации. Для внутриплитного и трансформного режимов характерны толеитовая и калиево-натриевая субщелочная пикрит-базальтовые серии вплоть до появления калиево-натриевых щелочных пород (на океанских островах). В целом этот тип магматизма аналогичен наблюдаемому в континентальных рифтовых областях, который часто также относят к категории внутриплитного. Промежуточное положение занимает базальтовый магматизм дна окраинных морей, связанный с так называемым задуговым спредингом. Наряду с базальтами, близкими к MORB, здесь в значительных количествах присутствуют эффузивные образования, типичные для внутриплитного магматизма.

Одновременно с работами по изучению дна морей и океанов велись интенсивные исследования основного магматизма островных дуг и активных окраин континентов, развивающихся в режиме преимущественного сжатия. Магматизм этих структур значительно разнообразен. Преобладающими типами пород здесь являются образования известково-щелочной и калиевой субщелочной (шошонитовой) серий, специфических для подобных геодинамических ситуаций. Кроме того, здесь широко представлены породы толеитовой серии, с которыми нередко ассоциируют недавно обнаруженные бониниты и марианиты. Наблюдаются также образования калиево-натриевой субщелочной серии и собственно щелочные породы преимущественно калиевой специализации. Таким образом, если учесть магматизм тесно связанных с этими структурами задуговых морей, здесь проявлены практически все типы магматических расплавов.

Картина усложняется еще и тем, что магматизм островных дуг эволюционирует во времени. Инициальные базальты толеитовой серии сменяются образованиями известково-щелочной, калиево-натриевой и калиевой субщелочных серий, а на заключительных этапах – и собственно щелочных. Все это происходит на фоне закономерно возрастающих объемов пород среднего и кислого состава.

Глава 5

БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ОКЕАНОВ

БАЗИТЫ ОКЕАНИЧЕСКОГО ЛОЖА

Площадь океанов в 3 раза превышает площадь континентов Земли, и масса океанических базальтов, которые в основном слагают подстилающий донные осадки второй слой океанической коры, более чем в 500 раз превосходит массу траппов и платобазальтов континентальных платформ. Базальтовое ложе океана сложено почти исключительно толеитовыми базальтами, в ассоциации с которыми находятся субщелочные базальты и щелочные базальтоиды. Базиты более глубинных зон океанической коры (третий слой) представлены, судя по имеющимся данным, габброидами и анортозитами.

При тектоническом районировании ложа океанов выделяются следующие крупные геоструктуры: 1) океанические плиты, которые занимают участки ложа океанов, промежуточные между срединными хребтами и континентальными склонами или внешними краями глубоководных желобов; 2) срединно-океанические хребты.

Геодинамические условия и причины базальтового магматизма в срединно-океанических хребтах напоминают условия траппового магматизма на континентальных платформах. Как на континентальных платформах, так и в осевых зонах срединно-океанических хребтов базальтовый магматизм развивается в условиях растяжения земной коры, поэтому есть основания полагать, что он связан с поднятием к поверхности масс разогретого мантийного материала. Базальты срединно-океанических хребтов некоторыми исследователями, например И.И. Абрамовичем и И.Г. Клушиным, рассматриваются в качестве современных гомологов трапповых провинций.

Таким образом, определяя структурно-геодинамические условия формирования базальтовых ассоциаций океанических сегментов литосферы Земли, можно считать, что океаническое ложе за пределами зон островных дуг сопоставимо с континентальными платформами. Составы базальтовых ассоциаций континентальных платформ и океанических плит также обладают некоторыми чертами сходства.

Толеитовые базальтовые ассоциации океанов в отличие от своих континентальных аналогов обогащены MgO, TiO_2 при низкой железистости и низком содержании K_2O. Главные геохимические отличия заключаются в избытке легких редких земель в континентальных толеитовых базальтах и их дефиците в толеитовых базальтах океана (Лутц, 1980).

Материалы глубоководного бурения, данные драгировок и наземных работ на океанских островах позволяют выделить основные типоморфные ассоциации океанических базальтов и уточнить петрографические и петрохимические черты сходства и различия между ними и толеитовыми базальтовыми ассоциациями континентальных платформ.

Под типоморфной ассоциацией океанических базальтов понимается специфическая по составу группа базальтовых пород, сформировавшаяся в определенной структурно-геодинамической обстановке, характерной для главных морфоструктур океанического ложа: 1) срединно-океанических хребтов и межплитных зон разломов; 2) трансформных разломов; 3) подводных гор, гряд и островов.

БАЗАЛЬТЫ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ И МЕЖПЛИТНЫХ ЗОН РАЗЛОМОВ

Базальты срединно-океанических хребтов. Для срединно-океанических хребтов характерны четкая выраженность в рельефе, утоненная земная кора, аномально высокие тепловые потоки, обилие мелкофокусных землетрясений, связанных с растяжением, наличие расплавленной мантии на небольших глубинах.

Внедрения и излияния базальтовых магм происходят в осевой зоне срединно-океанических хребтов, в результате чего здесь формируются потоки и покровы преимущественно подушечных лав и интрудирующих их даек и силлов. Среди базальтов срединно-океанических хребтог доминируют афировые, реже оливин-плагиофировые разновидности. Менее распространены плагиофировые, пироксенофировые и пикритовые базальты. Оливиновые базальты (5–15% оливина) среди океанических пород встречаются относительно редко. Основная масса базальтов представлена толеитовыми нормальными по щелочности недифференцированными базальтами и высокоглиноземистыми и высокожелезистыми базальтами нормальной щелочности. Субщелочные базальты занимают подчиненное положение, а известково-щелочные (щелочноземельные) породы практически отсутствуют.

Базальты нормальной щелочности (семейство базальтов и долеритов) могут быть охарактеризованы на примере базальтов и долеритов, развитых в сводовой части Восточно-Тихоокеанского поднятия и представленных в керне глубоких скважин (Hekinian et al., 1980; Дмитриев, 1981).

Афировые базальты в структурном отношении представляют собой весьма разнообразную ассоциацию от стекловатых и весьма тонкозернистых пород с вариолитовой, гиалопилитовой и пилотакситовой структурами до крупнозернистых пород с интерсертальной, долеритовой, гиалопилитовой и пилотакситовой структурами. В незначительном количестве (до 2%) в афировых базальтах встречаются вкрапленники, представленные плагиоклазом и оливином.

Таблица 91. Химический состав породообразующих минералов базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия

Компоненты	Базальты					
	афировые					
	плагиоклаз		моноклинный пироксен		оливин	титаномагнетит
	An_{69}	An_{44}	$Wo_{33}En_{49}Fs_{18}$	$Wo_{37}En_{30}Fs_{33}$	Fa_{18}	
SiO_2	54,0	60,0	53,7	49,0	39,5	0,74
TiO_2	0,08	0,17	0,62	1,3	–	19,4
Al_2O_3	28,0	23,5	2,7	1,9	0,18	3,0
FeO	0,07	0,83	9,5	17,7	16,5	75,4
MnO	–	–	0,29	0,52	0,36	0,56
MgO	0,19	–	17,7	10,6	42,4	0,85
CaO	13,6	7,9	16,2	16,7	0,52	0,21
Na_2O	3,5	6,0	0,31	0,56	–	–
K_2O	0,05	0,1	–	–	–	–
Cr_2O_3	–	–	–	–	–	–
V_2O_5	–	–	–	–	–	–

Примечание. Анализы выполнены по материалам Ю.И. Дмитриева в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР на микроанализаторе "Cameca" MS-46, аналитик Г.Н. Муравицкая.

Афировые базальты состоят из плагиоклаза (40–60%) в виде вкрапленников An_{73} (ядро) – An_{34} (край) и лейст основной массы состава An_{69-64}, моноклинного пироксена (30–50%), представленного авгитом $Wo_{43-20}En_{55-28}Fs_{17-33}$, оливина (0–5%) состава Fa_{14-22}, титаномагнетита (5%) с содержанием TiO_2 18–23% и стекловатого мезостазиса в количестве до 15% (табл. 91).

Афировые базальты слагают блоки подушечных лав и массивные эффузивные тела, к краевым частям которых приурочены стекловатые и миндалекаменные разности базальтов. Миндалины в базальтах выполнены смектитом, кальцитом, цеолитами, амфиболами (актинолитом), изредка кварцем. Мощность базальтовых потоков обычно не превышает нескольких метров.

Роль оливина в составе афировых базальтов, вскрытых скважинами, возрастает вверх по разрезу. Так, наиболее ранние потоки сложены преимущественно безоливиновыми афировыми базальтами. Выше среди безоливиновых афировых базальтов в подчиненном количестве наблюдаются базальты с оливином. Наконец, породы потоков, венчающих разрез лавовой толщи, представлены афировыми базальтами, содержащими до 2,5% оливина. Одновременно снизу вверх по разрезу происходит обеднение базальтов Fe-Ti окисными минералами, а также миндалинами, количество и размеры которых резко уменьшаются. Можно предположить, что это связано с сокращением количества летучих в последовательных порциях базальтового расплава, поступавшего из магматического очага.

Повышенное количество летучих компонентов в лавах ранних излияний приводило к интенсивному образованию и росту газовых пузырьков в базальтовых расплавах при их излиянии на морское дно. Повышенное содержание летучих, главным образом воды, одновременно обусловило более высокую степень окисления железа, что проявилось в обогащении базальтов титаномагнетитом.

Плагиоклаз-пироксенофировые базальты в Восточно-Тихоокеанском поднятии ассоциируют с афировыми базальтами, от которых они отличаются прежде всего своими структурными особенностями. В целом плагиоклаз-пироксенофировые базальты –

Базальты					
плагиоклаз-пироксенофировые					
плагиоклаз	моноклинный пироксен		плагиоклаз	моноклинный пироксен	титаномагнетит
An_{73}	$Wo_{35}En_{54}Fs_{11}$ (ядро)	$Wo_{35}En_{52}Fs_{13}$ (край)	An_{60}	$Wo_{33}En_{46}Fs_{21}$	63% ульвошпинелевой составляющей
52,0	54,0	54,0	56,0	53,8	2,3
0,06	0,34	0,47	0,14	1,1	23,0
31,0	2,4	2,8	30,5	4,5	2,6
0,55	3,7	4,2	1,0	8,5	70,0
–	0,1	0,1	–	0,26	0,76
0,25	19,0	19,0	0,07	16,6	0,18
13,3	16,5	17,0	10,5	16,3	0,43
2,9	0,33	0,3	4,2	0,28	–
0,04	–	–	0,07	–	–
–	0,45	0,62	–	0,33	–
–	–	–	–	–	0,66

весьма слабо раскристаллизованные породы со стекловатой и криптокристаллической основной массой, в которой присутствуют вкрапленники пироксена и плагиоклаза, количество которых может достигать 11%. Базис породы имеет витрофировую, вариолитовую, гиалопилитовую, пилотакситовую, а в наиболее хорошо раскристаллизованных разностях микроинтерсертальную структуру. В основной массе различаются микролиты плагиоклаза, сноповидные агрегаты зародышевых кристаллов моноклинного пироксена и тонкодисперсные выделения рудного минерала. В некоторых разностях содержится оливин (до 1,1%).

Моноклинный пироксен, количественно преобладающий среди вкрапленников, представлен зональным авгитом с изменением состава от $Wo_{35}\,En_{54}\,Fs_{11}$ в ядре до $Wo_{35}\,En_{52}\,Fs_{13}$ на периферии. Размер фенокристаллов моноклинного пироксена достигает 0,6 × 0,5 мм. Они встречаются в виде гломеропорфировых агрегатов, в том числе вместе с плагиоклазом, содержат вростки лейст плагиоклаза и в периферических зонах образуют с плагиоклазом графические прорастания. Наблюдаются простые двойники моноклинного пироксена. Выделения пироксена в основной массе породы (Wo_{22-33} $En_{54-46}\,Fs_{21-24}$) имеют более железистый состав по сравнению с вкрапленниками.

Плагиоклаз вкрапленников, максимальный размер которых достигает 0,2 × 1,2 мм, имеет состав битовнита (An_{73}). Выделения плагиоклаза в основной массе породы представлены лабрадором An_{65-60}, количество которого достигает 20%.

Титаномагнетит плагиоклаз-пироксенофировых базальтов отличается от титаномагнетита афировых базальтов существенно более высокими (27%) содержаниями TiO_2.

Специфической особенностью плагиоклаз-пироксенофировых базальтов является нередко наблюдаемая полосчатость слабо раскристаллизованных разностей этих пород. Полосы имеют ширину до 12 мм и отличаются интенсивной бурой окраской. Под микроскопом видно, что светлые полосы содержат значительно больше микролитов плагиоклаза и моноклинного пироксена, которые обычно имеют субпараллельную ориентировку, в то время как в составе темных полос отчетливо преобладает вулканическое стекло. Миндалины в плагиоклаз-пироксенофировых базальтах содержатся в количестве до 10–15%. Средний размер миндалин 0,2, максимальный – 0,5 мм. Полость миндалин или пуста, или выполнена смектитом.

Плагиоклаз-пироксенофировые базальты, судя по их весьма слабой раскристаллизованности, наличию стекловатых разностей с трахитоидной полосчатой структурой и асимметричному строению сложенных ими тел с прикровлевой миндалекаменной зоной, залегают в форме маломощных покровов или потоков. Высокое содержание миндалин в плагиоклаз-пироксенофировых базальтах по сравнению с афировыми и плагиофировыми базальтами и присутствие в них трубчатых миндалин, указывающих на струйный характер дегазации лав, свидетельствуют или об излиянии плагиоклаз-пироксенофировых базальтов на меньших глубинах, или о более высоком содержании летучих компонентов в исходных расплавах. Второе более вероятно, ибо на изначальную обогащенность материнских расплавов пироксен-плагиофировых базальтов летучими указывают и более высокая, чем в афировых базальтах, степень окисления железа (0,44 и 0,30 соответственно) и расслоенность пироксен-плагиоклазовых базальтов, напоминающая ликвационные структуры, что также логичнее всего объяснить повышенным содержанием летучих компонентов в исходных расплавах.

При сравнении петрохимических параметров афировых и плагиоклаз-пироксенофировых базальтов (табл. 92) с очевидностью выявляется более дифференцированный характер последних, которые отличаются более высоким значением коэффициента фракционирования, повышенными содержаниями SiO_2, TiO_2, щелочей и пониженными – CaO, Al_2O_3. В соответствии с химизмом находятся и минералогические особенности афировых и плагиоклаз-пироксенофировых базальтов. Порфировые базальты не имеют в своем составе оливина, плагиоклаз основной генерации в них менее кальциевый, чем в афировых базальтах.

Интрузивные аналоги базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия представлены долеритами нормальной щелочности, которые слагают в базальтовой толще сводовой

Таблица 92. Химический состав базальтов нормальной щелочности срединно-океанических хребтов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	49,90	50,73	49,45	49,52	48,89	50,0	49,14
TiO_2	1,71	2,75	2,48	1,49	1,31	1,37	1,17
Al_2O_3	14,76	13,90	13,07	14,76	14,58	16,2	15,64
Fe_2O_3	2,94	4,63	14,45	10,39	4,67	10,18	2,64
FeO	6,78	5,94	Не опр.	Не опр.	6,33	Не опр.	6,66
MnO	0,19	0,17	”	”	0,17	”	0,16
MgO	7,48	6,11	6,05	7,71	7,02	7,71	8,22
CaO	11,93	11,15	10,33	11,81	12,17	11,33	11,84
Na_2O	2,68	2,78	2,95	2,46	2,55	2,79	2,40
K_2O	0,19	0,47	0,38	0,19	0,15	0,22	0,20
H_2O^-	0,30	0,44	–	–	–	–	0,75
H_2O^+	0,63	0,74	1,40	1,24	2,10	–	0,34
P_2O_5	0,14	0,21	0,19	0,15	–	0,12	0,12
Сумма	99,63	100,02	100,75	99,72	99,94	99,92	99,28
Число анализов	6	1	6	16	12	18	387

1–4 – Восточно-Тихоокеанское поднятие (Дмитриев, 1981; Yeats et al., 1973): 1 – афировый, 2 – плагиоклаз-пироксенофировый, 3,4 – высокожелезистые; 5 – среднее для базальта Срединно-Индийского хребта; 6 – то же, Срединно-Атлантического хребта (Wood et al., 1979); 7 – среднее для базальта срединно-океанических хребтов (Wedepohl, 1981).

Примечание. Результаты химических анализов для расчета среднего состава пород (ан. 3–5) заимствованы из работ: Дмитриев, 1981; Yeats et al., 1973; Dmitriev, 1974; Erlank, Reid, 1974.

части поднятия силлы мощностью от 5 до 7 м с признаками дифференцированности. В разрезах силлов (сверху вниз) можно выделить следующие зоны.

1. Витродолериты и микродолериты прикровлевой зоны закалки мощностью 0,1–0,5 м.

2. Долериты без оливина или с незначительным (менее 1%) количеством оливина с интерсертальной и пойкилитовой структурами, содержащие в интерстициях кварц-полевошпатовый агрегат и выделения апатита. Эти долериты сложены наименее кальциевыми плагиоклазами (андезин An_{38}) и наиболее железистыми авгитами ($Wo_{29} \cdot En_{33}Fs_{38}$). Вниз по разрезу несколько увеличивается содержание моноклинного пироксена и уменьшается – титаномагнетита и стекловатого мезостазиса. Мощность зоны от 1 до 4 м.

3. Зона долеритов с оливином Fa_{14-18} (до 4%), но с меньшими, чем в безоливиновых разновидностях, содержаниями плагиоклаза (~ 50%) и моноклинного пироксена (~ 30%). Титаномагнетит присутствует в породах в количестве 6–8%, содержание стекловатого мезостазиса составляет 11–12%. Мощность зоны 8–3 м. Минеральный состав долеритов выделенных зон отражает гравитационное накопление оливина в нижних частях камеры силла.

Сравнение средних модальных составов афировых базальтов, вскрытых скв. 428А и 422 в верхней части разреза эффузивной толщи Восточно-Тихоокеанского поднятия, с аналогичными данными по долеритам, залегающим в основании разреза, показывает, что долериты отличаются от базальтов существенно более высокими содержаниями оливина, рудного минерала и заметно меньшими – стекловатого мезостазиса.

Сравнение химических составов базальтов лавовых потоков и долеритов силлов показывает их близкое сходство при несколько более основном характере долеритов, которые содержат больше Al_2O_3, MgO, CaO, Na_2O, но меньше K_2O.

В сочетании с данными о количественно-минеральном составе базальтов и долеритов эти особенности долеритов можно интерпретировать как признаки их образования из

расплавов, поступавших с более низких уровней несколько дифференцированного магматического очага, верхние части которого были дренированы в ходе излияний базальтов.

Структурные соотношения породообразующих минералов позволяют наметить порядок кристаллизации отдельных минеральных фаз. Наиболее ранними продуктами кристаллизации базальтовой магмы являются редкие, довольно крупные выделения плагиоклаза и оливина в стекловатых разновидностях базальтов, которые, как предполагается, имеют интрателлурический характер. Кристаллизация базальтов на месте застывания начиналась с выделения микролитов плагиоклаза, вокруг которых концентрировались зародыши моноклинного пироксена. В относительно хорошо раскристаллизованных базальтах нижних частей потоков часто наблюдаются микрографические срастания плагиоклаза и моноклинного пироксена, что свидетельствует об одновременности выделения этих минералов. Одним из последних кристаллизовался несдвойникованный полевой шпат, выделения которого в интерстициях связывают воедино краевые зоны ближайших лейст плагиоклаза.

Изучение керна скважин, пробуренных в сводовой части Восточно-Тихоокеанского поднятия, позволяет, таким образом, сделать следующие выводы.

1. В разрезе второго слоя океанической коры Восточно-Тихоокеанского поднятия (срединно-океанический хребет) присутствуют не только базальтовые эффузивы, но и согласные интрузивные тела (силлы) долеритов близкого состава. Эффузивные тела отличаются от интрузивных несимметричным строением, выраженным в возрастании степени раскристаллизованности пород от кровли к подошве лавового потока или покрова.

2. В ходе излияния базальтовых лав возрастала их основность и снижалась насыщенность летучими компонентами. Внедрившиеся позднее согласные интрузии долеритов по сравнению с базальтами имеют еще более основной состав. Наблюдаемую закономерность, вероятно, можно объяснить последовательным поступлением расплавов со все более низких уровней слабо дифференцированного очага базальтовой магмы.

3. Кристаллизация базальтов и долеритов происходила в следующей последовательности: 1) протовыделения плагиоклаза и оливина; 2) основная масса плагиоклаза и моноклинного пироксена, 3) Fe-Ti окисный рудный минерал; 4) апатит.

Высокое внешнее давление препятствовало выделению летучих из базальтовых лав, изливавшихся на дно океана, что сближало условия и результаты кристаллизации эффузивных и интрузивных тел сходного базальтового состава.

Петрохимически и геохимически толеитовые базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия близки базальтам других срединно-океанических хребтов, что определяется сходными условиями выплавления их родоначальных магм (малые глубины, высокие температуры, бедность водой) из мантии.

По данным Ведеполя (Wedepohl, 1981), толеитовый базальт срединно-океанического хребта в среднем содержит (в г/т): Li 8,8; Na 17800; Mg 49600; Al 82800; Si 23000; P 500; S 429; K 1700; Ca 8460; Sc 40, Ti 7000; V 252; Cr 317; Mn 1200; Fe 70300; Co 45; Ni 144; Cu 81; Zn 78; Ga 17; Sc 0, 17; Rb 4,9; Sr 134; Y 29; Zn 85; Nb 11,2; Ag 0,03; Cd 0,13; In 0,06; Cs 0,08; Ba 48; La 5,5; Ce 15,6; Pr 1,3; Nd 11,8; Sm 3,05; Eu 1,11; Gd 4,6; Tb 0,61; Dy 5,95; Er 3,38; Tm 0,41; Yb 3,29; Lu 0,40; Hf 2,0; Ta 3,0; W 0,16; Ir 0,00004; Au 0,0016; Tl 0,013; Pb 0,89; Bi 0,006; Th 0,75; U 0,12.

Сравнение приведенных содержаний с кларками для основных пород (по А.П. Виноградову) показывает, что на фоне общей близости по содержанию большинства элементов в базальтах срединно-океанического хребта существует дефицит K, Rb, Cs Ba,U, Th, легких редких земель при некоторой обогащенности тяжелыми лантаноидами.

Базальты межплитных зон разломов. Межплитные зоны разломов, такие, как рифты Галапагосского центра растяжения и Красного моря, с точки зрения геодинамической обстановки проявления базальтового магматизма являются аналогами срединно-океанических хребтов, так как в них формирование базальтовых ассоциаций происходит в условиях растяжения литосферы. Однако в отличие от срединно-океанических хребтов

Таблица 93. Химический состав базальтов Галапагосского рифта

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO_2	50,01	50,20	47,67	49,3	49,52
TiO_2	2,64	1,25	0,65	1,93	1,49
Al_2O_3	14,56	14,09	18,44	13,96	14,76
Fe_2O_3	1,95	2,72	2,08	12,85	10,39
FeO	7,44	8,00	5,88	–	–
MnO	0,17	0,17	0,13	0,21	–
MgO	8,15	6,75	9,61	6,87	7,71
CaO	12,48	12,16	12,64	10,28	11,81
Na_2O	1,90	1,99	2,12	2,70	2,46
K_2O	0,03	0,11	0,11	0,18	0,19
H_2O^-	0,23	0,40	Нет данных	Нет данных	Нет данных
H_2O^+	0,27	0,78	0,32	"	1,24
P_2O_5	0,07	0,10	0,07	"	0,15
Сумма	99,90	98,72	99,72	99,28	99,72
Число анализов	1	1	4	21	16
$FeO'/(FeO'+MgO)$	0,53	0,61	0,45	0,65	0,60
$Al_2O_3/(Fe_2O_3+FeO+MgO)$	0,83	0,81	1,05	0,71	0,82

1 – плагиофировый (обр. 425-8-1-13); 2 – афировый (обр. 425-9-1-16); 3 – высокоглиноземистый (Богатиков, Дмитриев, 1984); 4 – высокожелезистый (Богатиков, Дмитриев, 1984); 5 – базальт Восточно-Тихоокеанского поднятия (Богатиков, Дмитриев, 1984).

Примечание. Ан. 1, 2 выполнены по материалам В.И. Дмитриева в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, аналитик Ю.В. Долинина.

межплитные зоны разломов не имеют глобального развития и не выражены в рельефе океанического ложа в виде положительных морфоструктур. Можно предположить, что различия между срединно-океаническими хребтами и прочими зонами растяжения и базальтового магматизма в океане определяются масштабами проявления, интенсивностью и глубинностью тектонических и магматических процессов. Это подтверждается базовым сходством базальтовых пород, образовавшихся в осевых зонах срединно-океанических хребтов и зонах раздвига меньшего масштаба.

В соответствии с характером литосферных плит различаются две категории магмоактивных разломов: а) разделяющих океанические плиты; б) разделяющих континентальные плиты. К первой категории относится Галапагосский рифт между океаническими литосферными плитами Наска и Кокос. Представителем структур второго типа является рифт Красного моря, отделяющий древнюю Африканскую платформу от эпирифейской Аравийской плиты.

Базальты Галапагосского рифта. Базальты (нормальной щелочности) Галапагосского рифта представлены афировыми, плагиофировыми и оливин-плагиофировыми разновидностями, химический состав которых варьирует от весьма примитивных высокоглиноземистых базальтов с коэффициентом фракционирования 0,45 до ферробазальтов с величиной отношения $FeO'/(FeO'+MgO)$, равной 0,65 и более (табл. 93).

В скв. 425, пройденной в точке с координатами 1°23,68′ с.ш. и 86°04,22′ з.д., под плиоценовыми илами была вскрыта серия слабо дифференцированных базальтовых тел мощностью от 1,3 до 2,4 м со следующим строением от подошвы к кровле: а) оливин-плагиофировые базальты; б) плагиофировые базальты; в) афировые базальты. Основная часть базальтовых тел сложена плагиофировыми базальтами. Зоны оливин-плагиофировых пород в основании тел и афировых – у их кровли имеют мощность 0,3–0,5 м. Всего в разрезе скв. 425 насчитывается пять базальтовых тел.

Оливин-плагиофировые базальты содержат вкрапленники плагиоклаза (до 9%) и оливина (~ 1,5%), которые нередко образуют гломеропорфировые сростки. Структура основной массы пород офитовая. Наблюдаются графические сростки плагиоклаза и моноклинного пироксена.

Плагиофировые базальты содержат вкрапленники плагиоклаза (An_{90}) размером 2–3 мм в количестве 6–7%. Структура основной массы породы пойкилитовая с элементами графического срастания плагиоклаза и моноклинного пироксена. От оливин-плагиофировых базальтов плагиофировые базальты отличаются несколько повышенным содержанием рудного минерала.

Афировые базальты почти не содержат вкрапленников; их количество не превышает 2%. Размер вкрапленников достигает 0,5 мм; по составу это битовнит (An_{85}). По степени раскристаллизованности афировые базальты варьируют от тонкозернистых пород с пилотакситовой структурой до хорошо раскристаллизованных разностей с призматически-офитовой структурой и графическими сростками плагиоклаза и моноклинного пироксена. Они содержат максимальное (из представленных в разрезе скважины пород) количество рудного минерала, который, судя по размерам его элементарной ячейки (8,475 + 0,005 Å)[1], представлен титаномагнетитом с высоким содержанием ульвошпинелевой составляющей.

Дифференцированность описанных базальтовых тел, интрузивная или эффузивная природа которых однозначно не устанавливается, вероятно, обусловлена гравитационным оседанием оливина и вкрапленников плагиоклаза, приведшим к формированию в кровле тел зоны афировых безоливиновых пород.

Гравитационное оседание кристаллов оливина в базальтовом расплаве – явление, хорошо известное (Кокс и др., 1982). Что же касается плагиоклаза, то обычно предполагается флотация выделений этого минерала и аккумуляция их у кровли камеры, в которой происходит дифференциация базальтовой магмы (Олейников, 1979; Кокс и др., 1982). В дифференцированных базальтовых телах Галапагосского рифта, повидимому, имело место погружение протовыделений высококальциевого плагиоклаза (An_{85}), что можно объяснить относительно низкими давлениями, при которых происходила дифференциация расплава. Это объяснение базируется на экспериментальных данных Фуджи и Куширо, согласно которым выделения плагиоклаза с содержанием анортитового компонента более 65% при давлениях менее 5 кбар имеют плотность выше плотности базальтового расплава и тонут в нем; при более высоких давлениях плагиоклазы этого состава всплывают.

При сравнении химических составов порфировых и афировых базальтов Галапагосского рифта (см. табл. 93) более дифференцированный характер последних выявляется вполне отчетливо.

По диапазону дифференцированности базальты Галапагосского рифта превосходят базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия, однако при сравнении средних составов базальтов этих морфоструктур устанавливается, что галапагосские базальты отличаются более низким значением общей железистости и меньшими содержаниями K_2O, TiO_2, SrO. Эти особенности связываются с большей степенью плавления исходного мантийного субстрата в зоне магмообразования под Галапагосским рифтом по сравнению с той, которая имела место при формировании родоначальных магм базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия.

О формационной однотипности базальтов Галапагосского центра раздвижения и базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия свидетельствуют диаграммы TiO_2–FeO/(FeO + MgO), $Al_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO + MgO)$ – $FeO'/(FeO' + MgO)$, на которых видно, что тренды эволюции галапагосских базальтов продолжаются трендами эволюции базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Базальты Красноморского рифта. В осевой зоне Красноморского рифта развиты

[1] Определение М.Т. Дмитриевой.

Таблица 94. Химический состав базальтов Красноморского рифта

Компоненты	1	2	3	Компоненты	1	2	3
SiO_2	50,85	50,00	49,52	Na_2O	2,07	1,84	2,46
TiO_2	0,87	0,58	1,49	K_2O	0,13	0,07	0,19
Al_2O_3	14,63	17,90	14,76	H_2O^-	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Fe_2O_3	1,92	1,17	10,39	H_2O^+	0,56	0,28	1,24
FeO	8,65	6,72	Не опр.	P_2O_5	0,12	0,08	0,15
MnO	0,18	0,14	"	Сумма	99,44	99,32	99,71
MgO	7,71	7,75	7,71	Число анализов	3	1	16
CaO	11,75	13,18	11,81				

1 – афировый; 2 – оливин-плагиофировый высокоглиноземистый; 3 – среднее для базальта Восточно-Тихоокеанского поднятия (Богатиков, Дмитриев, 1984).

Примечание. Ан. 1, 2 выполнены по материалам Ю.И. Дмитриева в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, аналитик Ю.В. Долинина.

афировые и оливин-пироксен-плагиофировые базальты[1] нормальной щелочности со стекловатой и криптокристаллической основной массой, в которой содержатся вкрапленники плагиоклаза (3–10%), моноклинного пироксена (0,6–1,4%) и оливина (0,2–0,8%). В основной массе присутствуют также микролиты плагиоклаза и дендритообразные выделения рудного минерала. В небольшом количестве (от 2 до 5%) наблюдаются миндалины.

Наиболее ранние выделения в оливин-пироксен-плагиофировых базальтах Красноморского рифта представлены битовнитом (An_{89-82}). Магнезиальный оливин–хризолит (Fa_{13}), вероятно, выделялся несколько позднее, ибо с ним ассоциирует плагиоклаз состава An_{77}. Изолированные микровкрапленники плагиоклаза в стекловатой основной массе имеют состав An_{74-69}. Лейсты плагиоклаза (An_{71-70}) и зерна оливина (Fa_{18-20}) образуют вростки в крупные вкрапленники моноклинного пироксена, состав которого варьирует от $Wo_{25}En_{59}Fs_{17}$ до $Wo_{37}En_{49}Fs_{14}$. Мелкие выделения пироксена в основной массе представлены ферроавгитом состава $Wo_{35-34}En_{23-22}Fs_{42-44}$. В породах присутствуют также мельчайшие зерна рутила, содержащего 98,5% TiO_2 и 0,4% FeO.

Важно отметить, что с уменьшением содержания вкрапленников плагиоклаза в оливин-пироксен-плагиофировых базальтах сокращается число вкрапленников оливина и одновременно возрастает количество таковых моноклинного пироксена. Одновременно происходит обеднение плагиоклазов анортитовой составляющей при росте железистости темноцветных минералов.

По сравнению с базальтами Восточно-Тихоокеанского поднятия красноморские базальты обеднены TiO_2 и K_2O (табл. 94), что в сочетании с меньшей величиной отношения $FeO'/(FeO' + MgO)$ указывает на их более примитивный характер. Основываясь на петрохимических параметрах базальтов Красноморского рифта, можно заключить, что они образовались при более обширном плавлении мантийного вещества (низкие содержания TiO_2, K_2O) и из более "сухих" расплавов по сравнению с базальтами Восточно-Тихоокеанского поднятия, о чем свидетельствуют минимальные значения величины $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO)$.

Специфической особенностью красноморских базальтов, отличающей их от всех прочих толеитовых базальтов океана, является высокое содержание SiO_2, что с учетом молодости и межконтинентальной позиции Красноморского рифта может быть объяснено влиянием континентальной коры.

[1] Исследованы образцы, любезно предоставленные В.В. Матвеенковым.

От галапагосских рифтогенных базальтов базальты Красного моря отличаются меньшими содержаниями TiO_2 и K_2O при близких значениях величины отношения $FeO'/(FeO' + MgO)$. Можно предположить, что они являются производными очагов бóльших глубин и образовались при большей степени плавления мантийного материала, чем в общем близкие к ним по базовым характеристикам базальты Галапагосского центра растяжения.

БАЗАЛЬТЫ И ДОЛЕРИТЫ ЗОН ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ

Трансформные разломы – крупные, планетарного масштаба дизъюнктивные структуры, ориентированные вкрест простираний срединно-океанических хребтов и расчленяющие их на отдельные, смещенные один относительно другого блоки.

Трансформные разломы являются не просто нарушениями сплошности твердой океанической коры. К этим структурам приурочены проявления базальтового магматизма. Г.П. Авдейко и Е.К. Мархинин (1979) отмечали, что в зонах трансформных разломов наряду с древними метаморфизованными породами иногда также встречаются свежие толеитовые и щелочные (субщелочные) базальты. По данным этих исследователей, в зоне разлома Кларион на западном склоне Восточно-Тихоокеанского поднятия драгированием подняты палагонитизированные базальты возрастом до 100 млн. лет и свежие базальты возрастом менее 1 млн. лет.

Проведенные к настоящему времени исследования показали, что в зонах трансформных разломов мощность коры понижена, как это обычно имеет место в зонах магмоактивных структур, а проявления магматизма имеют специфику, отличную от магматизма срединно-океанических хребтов.

Базальты зон трансформных разломов отличаются от базальтов рифтовых зон большей щелочностью и недосыщенностью кремнеземом. Они содержат больше титана, железа, натрия, калия, фосфора и обедненеы кремнеземом, алюминием, магнием, кальцием (Харин, 1980).

Специфичность состава базальтовых пород зон трансформных разломов и их генетическая связь с этими крупными структурами океанской литосферы позволяют выделять эту ассоциацию эффузивных и интрузивных пород в качестве самостоятельного формационного типа океанских базитов.

Базальтовые породы тихоокеанского трансформного разлома Сикейрос были изучены нами по материалам скв. 427, пробуренной на южном фланге разлома в точке с координатами 8°06,79′ с.ш. и 104°36,35′ з.д. и вскрывшей базальтовые породы под плиоценовыми илами.

Базальтовые породы, представленные в керне, имеют преимущественно среднезернистое афировое или порфировое сложение с небольшим количеством вкрапленников и мелких миндалин (до 5%), а также жеод размером до 12 мм, выполненных глинистыми минералами, кальцитом, цеолитами, сульфидами и окислами железа. Постепенные переходы между базальтовыми породами, вскрытыми скважиной, свидетельствуют о их принадлежности к единому эффузивному или интрузивному телу мощностью около 12 м.

Базальтовое тело имеет симметричное строение. Среднезернистые породы без миндалин, расположенные в центре тела, переходят вверх и вниз по разрезу в среднезернистые породы с редкими миндалинами, затем в тонкозернистые миндалекаменные породы, и, наконец, в весьма тонкозернистые и стекловатые породы, развитые в прикровлевой зоне.

Поскольку подобное симметричное строение типично для силлов, базальтовые породы разлома Сикейрос, вскрытые скв. 427, описываются как долериты. Последние на 51% состоят из плагиоклаза (An_{65-61}), моноклинного пироксена (авгит со средним составом $Wo_{35}En_{42}Fs_{23}$, 38%), оливина (не более 1%), титаномагнетита (7%) и минералов, выполняющих интерстиции, – несдвойникованного полевого шпата.

Таблица 95. Химический состав базальтовых пород трансформного разлома Сикейрос

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	48,83	49,2	49,5	49,28	49,78	49,52
TiO_2	3,12	0,88	1,3	2,83	1,31	1,49
Al_2O_3	13,39	17,7	14,83	13,02	15,77	14,76
Fe_2O_3	4,18	1,09	2,17	2,92	9,70	10,39
FeO	9,18	6,75	7,55	10,95	–	–
MnO	0,22	0,14	0,17	0,23	0,16	Не опр.
MgO	6,27	8,84	8,69	6,29	7,33	7,71
CaO	10,27	12,57	12,25	10,07	12,33	11,81
Na_2O	2,95	2,47	3,00	3,29	2,62	2,46
K_2O	0,20	0,05	0,12	0,25	0,19	0,19
H_2O^-	0,43	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Нет данных
H_2O^+	0,56	”	”	”	”	1,24
P_2O_5	0,25	0,10	0,16	0,25	0,12	0,15
Сумма	99,85	99,79	99,74	99,38	99,31	99,72

1 – высокожелезистый долерит (обр. 427-1-10-1-4в, материалы Ю.И. Дмитриева); 2 – высокоглиноземистый базальт; 3 – базальт; 4 – высокожелезистый долерит; 5 – среднее для базальта Галапагосского рифта; 6 – среднее для базальта Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Примечание. Ан. 2–6 – по О.А. Богатикову, Ю.И. Дмитриеву (1984); ан. 1 выполнен в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, аналитик Ю.В. Долинина.

кварца, апатита. Средний размер лейст плагиоклаза по наибольшему удлинению 0,2 мм, редкие вкрапленники плагиоклаза достигают 0,8 см. В породе наблюдаются гломеропорфировые сростки плагиоклаза и моноклинного пироксена и вростки моноклинного пироксена во вкрапленники плагиоклаза.

Признаки более раннего, чем обычно, выделения пироксена, в соответствии с экспериментальными данными (Йодер, Тилли, 1965), свидетельствуют о повышенном содержании воды в расплаве, из которого кристаллизовались описываемые долериты. Другими свидетельствами обогащенности родоначальных расплавов базальтовых пород разлома Сикейрос летучими компонентами являются присутствие в породах простых двойников моноклинного пироксена, наличие пегматоидных срастаний плагиоклаза и моноклинного пироксена и развитие призматически-офитовых структур в наиболее хорошо раскристаллизованных разновидностях этих пород. Тонкозернистые породы зальбандов тела, вскрытого скв. 427, обычно имеют офитовую и интерсертальную структуры.

По минеральному составу долериты разлома Сикейрос довольно близки афировым базальтам Восточно-Тихоокеанского поднятия, от которых они отличаются лучшей раскристаллизованностью и большим содержанием менее кальциевого плагиоклаза.

Отличия становятся более очевидными при сравнении химических составов базальтовых пород разлома Сикейрос и базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия (табл. 95). Из табл. 95 видно, что базальтовые породы разлома Сикейрос отличаются от базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия бо́льшими содержаниями TiO_2, меньшими – SiO_2, CaO, K_2O и пониженными значениями отношений $K_2O/(K_2O + Na_2O)$ и $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO)$.

Бо́льшими содержаниями TiO_2 и меньшими значениями отношения $K_2O/(K_2O + Na_2O)$ базальтовые породы разлома Сикейрос отличаются и от базальтов Галапагосского центра растяжения и Красного моря.

Тренды изменения содержаний Al_2O_3 и величин отношения $Al_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO + MgO)$ для всех океанских структур растяжения (срединно-океанических хреб-

тов, межплитных зон разломов и трансформных разломов) пространственно близки или совпадают.

Геохимические характеристики ферродолеритов разлома Сикейрос в скв. 427 (K/Rb = 660, Ba/Sr = 0,79) сближают их с субщелочными оливиновыми базальтами океана (Лутц, 1980).

БАЗАЛЬТЫ ПОДВОДНЫХ ГОР И ГРЯД

Базальты нормальной щелочности. Были изучены образцы базальтов с двух подводных возвышенностей – подводной горы Марлен на восточном склоне Восточно-Тихоокеанского поднятия и Каролинского хребта в западной части Тихого океана в непосредственной близости от Марианской островной дуги.

Породы горы Марлен представлены плагиофировыми миндалекаменными базальтами (обр. 9-83-9) с вариолитовой структурой основной массы, которые состоят из стекловатого базиса (23%), выделений моноклинного пироксена (45%), рудного минерала (15%), вкрапленников плагиоклаза (9%) и более поздних мелких его лейст (8%). Скважина глубоководного бурения, частью керна которой является изученный образец, пройдена в точке с координатами 4°2′ с.ш. и 95°44′ з.д. при глубине океана 241 м.

Плагиофировые базальты основания склона Каролинского хребта (обр. 57-2-1-47) состоят из плагиоклаза (An_{67-57}), авгита ($Wo_{41-43}En_{43-38}Fs_{17-22}$), оливина (хризолит Fa_{25-26}), рудного минерала (ильменит), мезостазиса, смектита и вторичного палагонита. В основной массе породы с интерсертальной структурой в количестве 17–19% содержатся вкрапленники плагиоклаза (An_{79}) размером 1,4–1,9 мм.

По данным четырех количественно-минеральных подсчетов, породы имеют следующий состав (в об.%): плагиоклаз 48; моноклинный пироксен 29; оливин 4; рудный минерал 9; стекловатый мезостазис 10. Данные по химическому составу плагиофировых базальтов возвышенностей океанического ложа (табл. 96) показывают, что они отличаются высокой степенью дифференцированности, позволяющей отнести их к группе ферробазальтов, а по содержаниям TiO_2 практически идентичны толеитовым базальтам Галапагосских островов. Близость базальтов подводных возвышенностей к толеитовым базальтам океанских островов устанавливается и по таким важным петрохимическим параметрам, как коэффициенты глиноземистости и калиевости (см. табл. 96).

Порфировые базальты возвышенностей океанического ложа по основным химическим характеристикам также близки к плагиоклаз-пироксенофировым базальтам Восточно-Тихоокеанского поднятия. Наличие миндалин во всех этих породах и высокая степень окисления железа ($Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO) = 0,43–0,44$) указывают на обогащенность исходных расплавов летучими компонентами.

Данные о составе, структурах и геологическом положении порфировых базальтов возвышенностей океанического ложа указывают на их более позднее образование и более дифференцированный характер по сравнению с доминирующими здесь афировыми базальтами. По химическим характеристикам плагиофировые базальты подводных гор и гряд приближаются к базальтам океанских островов. Локальность развития плагиофировых и плагиоклаз-пироксенофировых базальтов свидетельствует в пользу их образования в ходе извержений центрального, а не трещинного типа, как это имеет место в случае базальтов срединно-океанических хребтов.

Субщелочные базальты. Среди ассоциаций изверженных пород океанического ложа субщелочные базальты занимают подчиненное положение. Они встречаются преимущественно в вулканических постройках подводных гор в виде подушечных и массивных лавовых потоков. Базальты состоят из плагиоклаза (An_{72-38}, 50%), моноклинного пироксена – авгита состава $En_{33-42}Wo_{40-46}Fs_{15-20}$ (25%), оливина Fa_{25-80} (10%), титаномагнетита (3%), амфибола и стекловатого мезостазиса (10%). Иногда породы содержат до 40% вкрапленников пироксена, плагиоклаза и амфибола и имеют следующий химический состав (в мас. %): SiO_2 46,84; TiO_2 3,30; Al_2O_3 15,10;

Таблица 96. Химический состав базальтов нормальной щелочности подводных гор и гряд океанического ложа

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO_2	46,80	49,50	50,73	48,36	49,40
TiO_2	2,72	2,64	2,75	2,65	2,50
Al_2O_3	13,86	13,70	13,90	14,53	13,90
Fe_2O_3	5,51	4,91	4,63	11,73	3,00
FeO	7,21	6,38	5,94	–	8,50
MnO	0,16	0,34	0,17	0,23	0,20
MgO	7,32	6,35	6,11	6,63	8,40
CaO	9,76	10,50	11,15	11,45	10,30
Na_2O	2,70	2,83	2,78	2,69	2,20
K_2O	0,24	0,36	0,47	0,36	0,40
H_2O^-	1,18	0,30	0,44	Нет данных	Нет данных
H_2O^+	1,73	1,46	0,74	”	”
P_2O_5	0,81	0,20	0,20	0,25	0,30
Сумма	100,05	99,27	100,01	98,88	99,1
FeO′/(FeO′+ MgO)	0,62	0,63	0,62	0,63	0,57
$Al_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO + MgO)$	0,69	0,78	0,83	0,79	0,70
$K_2O/(K_2O + Na_2O)$	0,08	0,11	0,14	0,12	0,15

1–5 – базальты: 1 – оливин-плагиофировый, Каролинский хребет (обр. 57-2-1-47), 2 – плагиофировый, гора Марлен (обр. 9-83-9), 3 – плагиоклаз-пироксенофировый, Восточно-Тихоокеанское поднятие (обр. 421-3-1-120), 4 – толеитовый, Галапагосские острова (Богатиков, Дмитриев, 1984), 5 – то же, Гавайские острова (Богатиков, Дмитриев, 1984).

Примечание. Ан. 1–3 выполнены по материалам Ю.И. Дмитриева в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, аналитик Ю.В. Долинина.

Fe_2O_3 2,64; FeO 8,40; MnO 0,17; MgO 7,34; CaO 10,16; Na_2O 3,30; K_2O 1,35; P_2O_5 0,50; H_2O 0,8. Содержание микроэлементов в них следующее (в г/т): Li 13, Rb 30; Sr 600; Ba 370; Zr 180; Y 350; Cr 150; Co 40; Ni 80; Cl 400; F 700 (Лутц, 1980).

От толеитовых базальтов субщелочные оливиновые базальты океана отличаются недосыщенностью SiO_2, более высокими содержаниями щелочей, Ti, Al, Ba, Sr, TR, Rb, Zr, V, P, Cl, F и пониженными – Ca, Mg, Cr. Субщелочные базальты также характеризуются более высокими значениями величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Плутонические породы. Предполагается, что базиты так называемого третьего слоя океанической коры мощностью около 5 км представлены габброидами и анортозитами. Габбро, габбронориты и нориты известны во всех океанах, где разломы океанической коры вскрывают ее глубокие горизонты. Например, в Атлантическом океане это разломы Гиббса, Вима, Романш, Чейн и др.

Габбро состоят из плагиоклаза, лабрадор-битовнита (45–55%), моноклинного пироксена (30–40%), оливина (0–10%), ромбического пироксена (0–10%), магнетита, ильменита, амфибола и акцессорных минералов – апатита и циркона.

В соответствии с особенностями минерального состава выделяются следующие виды и разновидности габброидов; габбро, оливиновое габбро, роговообманковое габбро, кварцевое габбро, габбронориты, нориты. Химический состав габбро варьирует в более широких пределах, чем состав толеитовых базальтов; средние же составы этих пород близки. Ниже приводится средний химический состав океанического габбро (среднее из 37 анализов), который характеризуется следующими содержа-

ниями главных компонентов (в мас. % и г/т): SiO_2 50,6; TiO_2 0,66; Al_2O_3 16,14; Fe_2O_3 2,17; FeO 4,85; MnO 0,13; MgO 10,87; CaO 11,76; Na_2O 2,68; K_2O 0,14; Rb 0,7; Sr 135; Ba 30; Zr 60; Y 255; Cr 360, Co 65, Ni 160 (Лутц, 1980).

Габброиды встречаются в ассоциации с перидотитами и анортозитами; в этих случаях предполагается, что они входят в состав крупных расслоенных плутонов типа Стиллуотерского, Бушвельдского и др. (Melson, Thompson, 1970; Robinson, Hall, 1979).

Анортозиты были драгированы советскими и американскими исследователями из глубоководных впадин Вима, Мария Целеста (Индийский океан) и Кайман (Атлантический океан) (Богатиков и др., 1983).

В разломе Мария Целеста (19-й рейс научно-исследовательского судна "Академик Вернадский") с глубины 4300–3520 м вместе с обломками габбро, базальтов, лерцолитов и вебстеритов были подняты фрагменты амфиболизированных метагаббро-анортозитов, состоящих из андезина An_{34} (93–95%), зеленовато-бурой роговой обманки (1–10%) и титаномагнетита (1–5%). Породы изменены. Плагиоклаз соссюритизирован и хлоритизирован, присутствует вторичный кварц. Структура пород габбро-офитовая и габбровая.

В одном из образцов наблюдался постепенный переход от крупнозернистого габбро к мелкозернистому анортозиту, плагиоклаз которого представлен лабрадором. Эти породы, по-видимому, являются продуктами дифференциации базальтового расплава, аналогично тому, как это имело место в расслоенных интрузивах типа Бушвельда и Скергаарда.

В Атлантике анортозиты и лейкогаббронориты были подняты при драгировках желоба Кайман с глубины около 4500 м. Глубоководный желоб Кайман находится на границе Северо-Американской и Карибской плит. От вытянут в субширотном направлении на 1600 км; западное продолжение этой структуры фиксируется в виде зоны разломов Пологис–Мотагуа в Центральной Америке. Лейкогаббронориты и троктолиты были драгированы в зоне поперечного нарушения впадины Кайман, которое выражается в рельефе в виде возвышенных участков, соединяющих хребет Кайман и плато Никарагуа. Анортозитовые породы подняты из наиболее глубоких частей разреза, сложенных серпентинитами и габброидами с элементами расслоенности. Выше залегают долериты и базальты, которые, в свою очередь, перекрываются измененными осадками и метавулканитами. Лейкогаббронориты являются полнокристаллическими породами, состоящими из лабрадора (до 75%) и авгита с врастками гиперстена, частично замещенного роговой обманкой. В небольших количествах присутствуют оливин, обычно замещенный иддингситом, и титаномагнетит. Отмечаются следы динамометаморфизма и перекристаллизации.

Анортозиты являются крупнокристаллической породой (размер кристаллов до 4 мм) со структурой типичного плагиоклазового кумулата; среди агрегата таблитчатых кристаллов плагиоклаза (An_{85}) в интерстиционных пространствах расположены ксеноморфные и гипидиоморфные зерна оливина. В плагиоклазе присутствует большое количество рудной пыли и газовых включений. Характерны клиновидная форма двойников и искривление кристаллов плагиоклаза, что свидетельствует о динамометаморфизме пород. Специфической особенностью данной породы является сочетание богатого анортитом плагиоклаза (An_{95}) с оливином состава Fa_{64}. В целом как по общему химическому составу, так и по составу породообразующих минералов, изученная порода вполне может быть сопоставлена с некоторыми типами лунных анортозитов, например с анортозитами из коллекций "Луна-20" и "Аполлон-11".

Амфиболовые анортозиты впадин Вима и Мария Целеста и пироксен-оливиновые анортозиты впадины Кайман различаются по химическому составу (Богатиков, Дмитриев, 1984). Для анортозитов впадины Кайман характерны повышенное содержание магния и его преобладание над железом; анортозиты впадин Вима и Мария Целеста

отличаются высокими содержаниями натрия. Оливин-пироксеновые разновидности вследствие значительных содержаний магния более всего сходны с океаническими базальтами и некоторыми разновидностями лунных анортозитов.

Выполненное с помощью ЭВМ по методике кластерного анализа сравнение анортозитов океанов с анортозитами континентов и Луны показало, что метагаббро-анортозиты впадины Мария Целеста близки к группе субплатформенных анортозитов. С другой стороны, один из анализов анортозитов впадины Кайман (троктолит с железистым оливином) оказался близким к группе ANT, а остальные магнезиальные разности из этого разлома вошли в группу обогащенных магнием пород, разновидности которых встречаются среди стратиформных анортозитов.

Ограниченное количество океанических анортозитов и весьма скудные сведения о геологической обстановке их нахождения не позволяют в настоящее время решить вопрос об их генезисе. Возможно, что в пределах океанического дна могут присутствовать два типа анортозитов: а) связанные с дифференциацией базальтовых расплавов в пределах океанической коры; б) возможно, древние в составе погруженных блоков континентальной земной коры.

РУДООБРАЗУЮЩИЙ ПОТЕНЦИАЛ ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТОВ

Минерально-сырьевые ресурсы Мирового океана, связанные с базальтовыми формациями его ложа, находятся в начальной фазе изучения. Исследователи, в той или иной связи рассматривавшие этот вопрос, отмечали, что в рудно-геохимическом плане примитивный базитовый магматизм океанических областей в какой-то мере может быть сопоставлен с примитивным базальтовым магматизмом континентальных платформ (Олейников, 1979). Предполагается, что в базальтовом фундаменте океана в стратиформных базитах и ультрабазитах могут находиться месторождения хромитов и магнетита, жилы сульфидов Co, Ni, Cu, а также Fe-Mn руды.

Наиболее ясны перспективы, связанные с железо-марганцевыми конкрециями, которые содержат медь (0,3–1,6%), кобальт (0,01–2,3%), никель (0,16–2,0%). Предполагается, что Fe, Mn, Zn, Cu и другие рудные элементы извлекаются из базальтов океанической коры морской водой, нагретой в глубинных частях зон океанических разломов.

Проведенное нами изучение петрохимии и геохимии базальтов Тихого океана дает дополнительную информацию о базитах океанической коры как источниках рудных элементов. Исследование распределения элементов группы железа в базитах Тихого океана и их породообразующих минералах показало, что с возрастанием величины отношения $FeO'/(FeO' + MgO)$ в породах ряда габброиды–оливин-плагиофировые базальты–пироксен-плагиофировые и плагиофировые базальты происходит накопление Ti, Mn и V до 3,5; 0,4; 0,1% соответственно, а содержание Cr уменьшается от 0,07 до 0,01%.

При уменьшении содержания анортитового компонента в плагиоклазе в нем увеличиваются концентрации Fe и Ti, которые достигают максимальных значений соответственно 1 и 0,17% в афировых базальтах и минимальные (0,35 и 0,03%) – в плагиофировых. В моноклинных пироксенах (авгитах) наблюдается прямая корреляция между содержаниями ферросилитовой составляющей и концентрациями Ti и Mn, которые достигают наивысших значений (2; 3; 0,6% соответственно) в плагиофировых базальтах.

Повышение железистости в оливинах сопровождается понижением концентраций Ni от 0,1% в афировых базальтах до 0,015% в плагиофировых. В титаномагнетитах повышению содержаний Ti сопутствует рост содержаний Mn от 0,4% в афировых базальтах до 0,8% в плагиофировых. В ильмените с увеличением содержания Ti снижаются концентрации Cr от 0,15% в габброидах до 0,1% в плагиофировых базальтах. Титаномагнетит и ильменит являются наиболее обычными рудными минералами океа-

нических базитов, и логично поставить вопрос об условиях и форме концентрации Fe и Ti в габброидах, долеритах и базальтах основных морфоструктурных элементов океанического ложа.

В наиболее распространенных в океане видах габброидов, долеритов и хорошо раскристаллизованных базальтов концентрации рудной фазы возрастают в следующей последовательности: габбро (2%), оливиновые базальты и долериты (4,5%), афировые базальты и долериты (6%), оливиновые плагиофировые базальты и долериты (7,5%), плагиофировые базальты и долериты (9%).

Габбро, габбронориты и габбро-долериты были встречены в разломах и глубоководных желобах Филиппинского моря. Афировые, в том числе оливиновые, базальты и долериты являются типичными породами океанических структур растяжения (Восточно-Тихоокеанское поднятие, Галапагосский центр раздвижения, разломы Филиппинского моря). Плагиофировые базальты и долериты характерны для возвышенностей океанического ложа (Каролинский хребет, поднятие Бенхама); встречаются они также в трансформных разломах (Сикейрос).

При сопоставлении содержаний рудного компонента в изученных базитах с основными петрохимическими параметрами соответствующих пород выявляется, что содержание Fe-Ti окисных рудных минералов прямо коррелируется с величиной $FeO'/(FeO' + MgO)$ отношения базитов.

Породы с наименьшими значениями величины отношения $FeO'/(FeO' + MgO)$ (разломы Яп, Тайваньский, желоба Яп и Марианский) отличаются минимальными концентрациями рудного минерала. Наиболее дифференцированные породы – плагиофировые базальты, развитые на возвышенных участках океанического ложа и дна окраинного Филиппинского моря – содержат максимальное количество рудного минерала. Базальты и долериты Восточно-Тихоокеанского поднятия с промежуточными значениями коэффициента фракционирования содержат среднее между крайними значениями количество рудной фазы.

Концентрация рудного компонента в базитах океанического ложа возрастает с увеличением степени окисленности железа. Так, наиболее обогащенные рудным минералом плагиофировые базальты поднятия Бенхама и Каролинского хребта отличаются не только высокими значениями величины отношения $FeO'/(FeO' + MgO)$, но и значительной величиной отношения $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO)$. Базиты с низкой степенью окисления железа (зоны разломов и желоба Филиппинского моря, морфоструктуры Восточно-Тихоокеанского поднятия) имеют низкие концентрации рудного минерала.

Легко заметить, что Fe-Ti окисными минералами обогащены океанические базиты, которым свойственны повышенные содержания железа и высокая степень его окисления. Значительное количество железа в расплаве потенциально благоприятствовало образованию обильной рудной фазы, а высокая фугитивность кислорода в кристаллизующейся магматической системе препятствовала вхождению значительного количества Fe и Ti в состав силикатов, обусловив кристаллизацию титаномагнетита.

В донных осадках морфоструктур океанического ложа, где пространственно совмещены высокожелезистые базальты и зоны циркуляции гидротермальных растворов (Галапагосский центр раздвижения), присутствуют железистые (до 30% Fe_2O_3) илы и железо-марганцевые конкреции с содержанием Mn и Fe соответственно 33 и 12% (Hekinian et al., 1980).

В осевых зонах срединно-океанических хребтов происходит современное рудообразование в ходе взаимодействия металлоносных гидротерм с морской водой и веществом донных осадков.

Глубинные гидротермальные растворы имеют температуру 350° С, отчетливо кислый характер и содержат H_2S. Можно предположить, что гидротермы образовались из морской воды, просочившейся в высоконагретую зону периферии магматического очага и осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия (Hekinian et al., 1980). При взаимодействии горячих, химически активных растворов с базитами океанической коры гидротермы обогащаются калием, натрием, кальцием, кремнеземом, железом, марган-

цем, стронцием, барием, цинком, медью и другими металлами. В гидротермально-измененных базальтах океанического фундамента возникают новообразования пирротина, пирита, гематита.

При выбросе кислых гидротермальных металлоносных растворов в толщу щелочной морской воды, как это происходит в осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия на 21° с.ш., сульфиды металлов (пирротин) выделяются из растворов и в значительной степени рассеиваются. Более благоприятной обстановкой для фиксации рудного вещества является фильтрация металлоносных растворов сквозь толщу донных осадков.

БАЗИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ ОКЕАНСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

Океанские острова вулканического происхождения располагаются в пределах срединно-океанических хребтов и других зон раздвига, т.е. на конструктивных границах литосферных плит, и на абиссальных равнинах, т.е. внутри литосферных плит.

Петрологическая изученность океанских островов, как правило, ограничена субаэральными их частями, составляющими не более 5–10% объема пород индивидуального вулканического конуса. Все острова молодые. Они возникли за последние 10–20 млн. лет, и многие вулканы до настоящего времени сохраняют активность.

Наиболее распространены здесь оливиновые базальты нормальной щелочности (толеиты) и субщелочные, хотя на некоторых островах преобладают щелочные породы с нормативным или даже модальным нефелином – нефелиниты, тефриты, базальтоиды, трахибазальты и родственные им породы. Состав базальтов океанских островов в целом варьирует в широких пределах. Некоторые из них пересыщены кремнеземом, хотя в основном в отличие от базальтов океанического дна они недосыщены кремнекислотой.

Устанавливается некоторая зависимость характера магматизма от его проявления в структурах дна океана. Согласно Бейкеру и др. (Baker et al., 1964), острова, расположенные на оси Срединно-Атлантического хребта (Исландия, Вознесения, Буве и др.), образованы толеит-риолитовой серией пород. На склонах хребтов наблюдаются острова, сложенные породами субщелочной базальт-трахитовой серии, причем как натриевой (о-в Св. Елены, Азорские острова и др.), так и натриево-калиевой (острова Тристан-да-Кунья, Гоф, и др.). Острова, расположенные в пределах абиссальных равнин, преимущественно сформированы щелочными лавами нефелинит-фонолитовой (Тринидади, Фернанду-ди-Норонья) или тефрит (базанит)-фонолитовой (Таити, острова Гвинейского залива) серий.

Вулканические серии некоторых внутриплитных островов, например Гавайских, формируются в два-три этапа. На первом этапе возникает огромный щитовой вулкан, сложенный толеитовыми лавами. На втором этапе формируется дифференцированная серия субщелочных базальтов–трахитов, а на третьем – щелочных базальтоидов и нефелинитов. Следует подчеркнуть, что объемы лав второго и третьего этапов не превышают 1% общего объема вулканической постройки (Macdonald, 1968).

БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ КОНСТРУКТИВНЫХ ГРАНИЦ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Магматизм островов осевых частей срединно-океанических хребтов

Магматизм вулканических островов, расположенных в осевых частях срединно-океанических хребтов, будет рассмотрен на примере островов Атлантического океана (рис. 85), к числу которых относится хорошо изученный о-в Исландия.

Остров Исландия расположен в своде Срединно-Атлантического хребта и на 75–90% сложен базальтами с абсолютным возрастом от 16 млн. лет до современных (рис. 86).

Непосредственному изучению доступен разрез лавовой толщи мощностью около

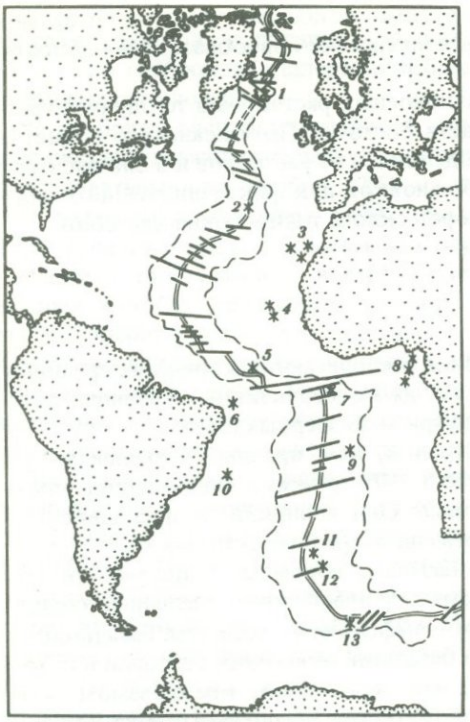
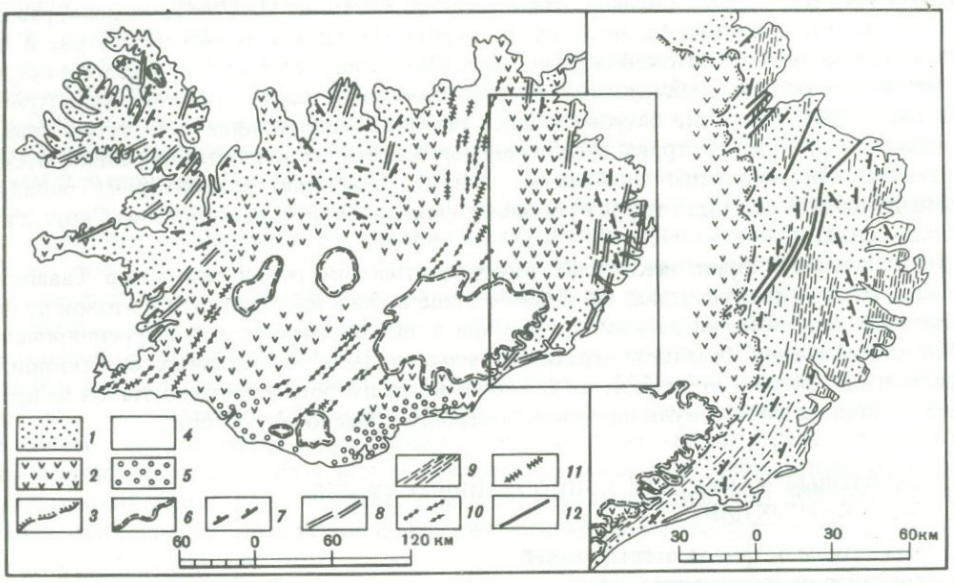


Рис. 85. Схема расположения вулканических островов относительно оси Срединно-Атлантического хребта

Острова (цифры на схеме): *1* – Исландия, *2* – Азорские, *3* – Канарские, *4* – Зеленого Мыса, *5* – Св. Павла, *6* – Ферданду-ди-Норонья, *7* – Вознесения (Асуньсьон), *8* – Гвинейского залива, *9* – Св. Елены, *10* – Тринидади, *11* – Тристан-да-Кунья, *12* – Гоф, *13* – Буве; пунктирными линиями обозначены краевые ограничения Срединно-Атлантического хребта

Рис. 86. Эффузивы и дайки Исландии (Исландия..., 1978)

1 – платобазальты неогена (> 4 млн. лет); *2* – базальты верхнего плиоцена–антропогена (4–0,7 млн. лет); *3* – несогласный контакт в подошве базальтов верхнего плиоцена–антропогена; *4* – активные зоны рифтообразования и вулканизма; *5* – участки, покрытые рыхлыми отложениями; *6* – ледники; *7* – падение базальтовых покровов; *8* – простирание базальтовых даек; *9* – главные рои базальтовых даек; *10* – послеледниковые трещинные излияния; *11* – открытые трещины; *12* – некоторые разломы



4 км, из которых 1920 м приходится на скважину, пробуренную в Восточной Исландии в головной части Райдафьорда (Robinson et al., 1982). Согласно геофизическим данным, мощность земной коры в Исландии достигает 50 км (Белоусов, Милановский, 1975), а глубина залегания третьего слоя коры составляет 1–5 км при мощности 6 км (Fridleifsson, 1977). Предполагается, что третий слой коры сложен метабазальтами и метагаббро, а плотность его вещества меньше, чем в типичной океанической коре.

Таблица 97. Средний химический состав базитов Исландии и сопоставимых с ними пород других регионов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	48,7	48,1	49,0	47,8	48,4	48,5	47,5	47,3	50,02	49,3	47,3
TiO_2	2,4	2,8	2,5	2,2	2,0	2,2	1,6	3,4	1,58	2,3	2,7
Al_2O_3	14,2	14,4	14,1	17,5	14,7	14,3	13,6	14,7	15,48	14,9	15,7
Fe_2O_3	4,4	4,3	4,5	3,6	3,1	2,8	2,6	2,8	4,15	2,8	2,7
FeO	8,7	9,9	9,0	6,9	9,6	10,2	10,2	11,0	8,16	9,7	8,5
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,19	0,19	0,16
MgO	6,7	5,9	6,5	6,5	7,4	7,4	10,6	6,7	5,46	6,4	7,2
CaO	11,5	11,1	10,7	12,3	11,8	11,5	11,4	9,7	9,33	10,6	9,9
Na_2O	2,5	2,7	2,7	2,3	2,2	2,3	2,0	3,0	2,58	2,2	3,1
K_2O	0,4	0,3	0,4	0,5	0,4	0,4	0,2	0,9	1,04	0,63	1,6
P_2O_5	0,3	0,3	0,4	0,2	0,2	0,2	0,1	0,3	0,15	0,18	0,4
Число анализов	40	6	18	28	77	28	8	44	600	60	40

1–4 – базиты третичного возраста (Исландия..., 1978): 1 – платобазальты, 2 – долериты даек, 3 – базальты центральных вулканов, 4 – габбро; 5–8 – базиты плиоцен-четвертичного возраста (Исландия..., 1978): 5 – базальты периферии неовулканической зоны, 6 – толеитовые базальты п-ова Рейкьянес, 7 – то же, Центральной и Юго-Восточной Исландии, 8 – субщелочные оливиновые базальты п-ова Снайфедльснес; 9 – среднее для траппов и платобазальтов платформ (Тектоносфера Земли, 1978); 10, 11 – среднее для базальтов Атлантического океана (Manson, 1967): 10 – толеитовый, 11 – субщелочной.

Некоторые исследователи считали, что специфика вещества исландской коры обусловлена ее континентальной природой (Белоусов, Милановский, 1975), на что указывают ее значительная мощность, существенная роль (до 14%) кислых пород в составе магматогенной ассоциации острова, субаэральный характер излияний базальтов и сходство последних с континентальными трапповыми формациями (Шейнманн, 1968).

Однако глубинное сейсмическое зондирование не обнаружило под Исландией типичного гранитно-метаморфического слоя, а данные по изотопии стронция, свинца и гелия в магматических породах Исландии указали на их мантийное происхождение.

По возрасту базальтовые породы Исландии подразделены на три группы: третичные (16–3 млн. лет), плиоцен-плейстоценовые (3–0,7 млн. лет.) и четвертичные (табл. 97). Наиболее широко распространены третичные и четвертичные базальты.

Третичные платобазальты развиты на востоке и северо-западе Исландии, занимая 35–40% ее территории (200 000 км^2). Эффузивная толща третичных базальтов достигает наибольшей мощности (12 км) на востоке острова, на северо-западе мощность лав значительно меньше (3 км). Мощность покровов третичных базальтов колеблется от нескольких десятков сантиметров до 10–20 м, возрастая, как и число покровов, в направлении зоны современного вулканизма. Протяженность индивидуальных покровов достигает нескольких километров. Базальтовые покровы наклонены в сторону неовулканической зоны, причем углы наклона уменьшаются от 10–12° в нижних частях разреза до 3–5° в верхних горизонтах.

Толща третичных эффузивов имеет следующий петрографический состав (Basaltic volcanism..., 1981): толеиты (48%), оливиновые толеиты (23%), плагиофировые базальты (12%), риолиты и дациты (8%), андезиты (3%), пирокластические и осадочные породы (6%). В относительно ранних работах отмечалось отсутствие в разрезе лав какой-либо закономерной смены одних пород другими, например цикличности, а также определенной направленности эволюции вулканизма во времени. С прогрессом петрографических и петрохимических исследований было установлено, что лавы верхних частей разреза третичной толщи обогащены оливином и магнием (Walker, 1974) и обеднены Zr, Y, Nb, TR (Wood et al., 1976).

Детальное изучение почти двухкилометрового разреза лав с возрастом 10–9,5 млн. лет по кернам скважины в Рейдарфьорде позволило выделить в эффузивной толще три свиты, которые, как предполагается, образовались в ходе самостоятельных эпизодов плавления мантии и дифференциации возникших магм в промежуточных очагах (Robinson et al., 1982).

Верхняя свита (0–600 м) объединяет серию пород от высокомагнезиальных толеитов до ферроандезитов (исландитов). Преобладают низкомагнезиальные толеиты и ферробазальты, которые в большинстве своем (70%) афировые и редкопорфировые. Средняя свита (600–1300 м) на 60% сложена ферробазальтами и исландитами, т.е. представляет собой более дифференцированную ассоциацию по сравнению с верхней свитой. Нижняя свита (1300–1920 м) по петрографическому составу похожа на верхнюю свиту. В целом на лавы приходится 54% мощности разреза, 41% составляют дайки и 5% пирокластические кислые, средние и основные породы, которые образуют пропластки (мощностью 0,5 м) между лавовыми покровами.

В пределах выделенных свит отмечаются признаки цикличности и преобладание среди лав низкомагнезиальных толеитов и ферробазальтов. Низкомагнезиальные толеитовые базальты и ферробазальты преобладают и в более высоких частях разреза третичных лав, развитых к югу от Рейдарфьорда.

Третичные платобазальты обычно в том или ином количестве содержат вкрапленники плагиоклаза, оливина, моноклинного пироксена. Базальты, содержащие менее 2% вкрапленников, принято называть афировыми или редкопорфировыми. Если вкрапленники представлены каким-либо одним минералом или этот минерал сопровождается редкими порфировыми выделениями других минералов, порода описывается как монопорфировая. Если же вкрапленники разных минералов представлены в породе в соизмеримых количествах, порода считается полипорфировой.

Среди третичных платобазальтов Исландии *плагиофировые базальты* являются самой распространенной монопорфировой породой; их покровы успешно используются для структурного картирования и корреляции отдельных разрезов лавовой толщи. Вкрапленники плагиоклаза размером от нескольких миллиметров до 2 см содержатся в плагиофировых базальтах в количестве от 5 до 40%. Ядра вкрапленников плагиоклаза имеют состав An_{84-74}, а их периферические зоны – An_{46}. Плагиоклаз в составе основной массы породы варьирует от An_{61} до An_{42}, отвечая в среднем лабрадору (An_{56}). Моноклинный пироксен (35–40%) представлен авгитом состава $Wo_{44-38}En_{44-37} \cdot Fs_{17-25}$. Титаномагнетит (21–25% TiO_2) и ильменит (47–51% TiO_2) содержатся в количестве 7–12%. Стекловатый мезостазис составляет от 6 до 14%. Наряду с вкрапленниками плагиоклаза в породах встречаются вкрапленники оливина (Fa_{23-28}) в количестве менее 2%.

В основном плагиофировые породы являются низкомагнезиальными толеитами и ферробазальтами ($FeO'/(FeO' + MgO) = 0{,}69–0{,}71$), которые при значительных содержаниях вкрапленников плагиоклаза имеют одновременно высокоглиноземистый характер ($Al_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO + MgO) \geqslant 1$).

Оливинофировые базальты встречаются редко и относятся к толеитам – наиболее магнезиальным разновидностям платобазальтов ($FeO'/(FeO' + MgO) = 0{,}57$). Вкрапленники оливина имеют состав Fa_{18}, а остальные породообразующие минералы существенно не отличаются от минералов плагиофировых базальтов.

Пироксенофировые базальты встречаются столь же редко, как и оливинофировые базальты, и выделяются по наличию в их составе вкрапленников авгита ($Wo_{39}En_{42}Fs_{19}$). Моноклинный пироксен в основной массе породы несколько более железистый, он представлен авгитом состава $Wo_{39}En_{40}Fs_{21}$ (31%). Плагиоклаз (42%) представлен лабрадором (An_{62}). Оливин содержится в количестве менее 1%. Породы содержат значительное количество (24%) окисно-рудного минерала. По сравнению с плагиофировыми базальтами пироксенофировые разновидности отличаются более низкими (0,64) значениями величины отношения $FeO'/(FeO' + MgO)$.

Афировые базальты, не содержащие вкрапленников или содержащие их менее 2%, по минеральному и химическому составу близки к монопорфировым базальтам. Плагиоклаз в афировых базальтах представлен лабрадором An_{58}, моноклинный пироксен – авгитом $Wo_{38-35}En_{42-39}Fs_{23}$, а оливин – гиалосидеритом Fa_{31-39}. Коэффициент общей железистости $FeO'/(FeO' + MgO)$ равен 0,66 (толеиты).

Полифировые базальты содержат вкрапленники плагиоклаза (An_{83-68}) в количестве от 15 до 25%, оливина Fa_{29-62} (0,5–1,5%) и моноклинного пироксена $Wo_{43-40} \cdot En_{45-43}Fs_{12-17}$ (0,7–9%). Основная масса породы состоит из плагиоклаза An_{59-60} (20–35%), моноклинного пироксена $Wo_{41-35}En_{44-36}Fs_{20-29}$ (25–40%), титаномагнетита (23–25% TiO_2) и ильменита (51% TiO_2) в количестве 5–11%. Полифировые базальты являются наиболее дифференцированными разновидностями платобазальтов, величина отношения $FeO'/(FeO' + MgO)$ достигает 0,7.

При анализе распределения в разрезе полифировых и монофировых разновидностей платобазальтов выявляются признаки циклического строения эффузивной толщи.

Прикровлевые зоны потоков и покровов третичных платобазальтов имеют миндалекаменную структуру. Миндалины заполнены халцедоном, кварцем, селадонитом, хлоритом, цеолитами (морденит, стальбит, гейландит, мезолит).

При сравнении третичных платобазальтов восточной и северо-западной частей Исландии устанавливается обогащенность последних глиноземом, магнием и обедненность их щелочами, титаном и железом.

Формирование толщи третичных платобазальтов обычно связывается с деятельностью трещинных вулканических аппаратов (Walker, 1974), однако в последнее время развиваются представления об излиянии миоценовых лав Исландии из щитовых вулканов центрального типа, подобных вулканам Гавайских островов (Robinson et al., 1982). Базальты вулканов центрального типа (Брейддалур, Тингмули), которые формировались одновременно с платобазальтами, близки к ним по химическому составу (см. табл. 89), но отличаются меньшей мощностью покровов (не более 5 м) при протяженности от нескольких километров до 10–20 км.

Дайки и силлы долеритов, находящиеся в ассоциации с третичными платобазальтами, особенно многочисленны на востоке Исландии. Линейные дайки мощностью 0,5–5 м образуют рои шириной 3–5 км и протяженностью до 40 км. С вулканическими центрами связаны конические дайки мощностью 2–3 м. Поскольку дайки ориентированы перпендикулярно покровам третичных платобазальтов, они обычно рассматриваются как их подводящие каналы. Однако этой точке зрения противоречит отсутствие или в лучшем случае крайняя редкость непосредственных переходов даек в лавовые покровы (Исландия..., 1978).

В настоящее время образование даек начали связывать с латеральными инъекциями магмы из вулканических центров (Robinson et al., 1982).

Согласные интрузивные тела долеритов – силлы – встречаются значительно реже. Мощность силлов достигает 20 м, и они прослеживаются на сотни метров (Fridleifsson, 1977).

Долериты по данным Ю.И.Дмитриева, состоят из плагиоклаза (33–45%), моноклинного пироксена (32–41%), оливина (0–0,6%), титаномагнетита (2–14%) и стекловатого мезостазиса (2–16%). Плагиофировые долериты содержат вкрапленники плагиоклаза (2–36%) и иногда (менее 1%) вкрапленники оливина и моноклинного пироксена. Основная масса породы состоит из плагиоклаза (23–54%), моноклинного пироксена (24–42%), титаномагнетита (5–11%) и стекловатого мезостазиса (9–29%). По химическому составу долериты близки к платобазальтам (см. табл. 89); они являются высокожелезистыми породами (ферродолериты) с величиной отношения $FeO'/(FeO' + MgO)$, равной 0,65–0,76. Плагиофировые долериты с высоким содержанием вкрапленников плагиоклаза – высокоглиноземистые породы ($Al_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO + MgO) = 1,1–1,2$) с пониженной железистостью ($FeO'/(FeO' + MgO) = 0,65–0,66$).

Плутоническими аналогами базальтов являются габбро, которые обычно ассоции-

Таблица 98. Среднее содержание микроэлементов в базитах Исландии и сопоставимых с ними породах других районов

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
V	406	368	283	395	340	362	316	80–390	252	190
Cr	137	96	210	212	200	270	98	60–700	317	180
Ni	88	54	67	84	90	94	51	75–220	4	110
Co	51	41	34	54	45	45	49	26–75	144	34
Sc	34	29	40	31	37	36	19	15–44	40	–
Sr	310	270	320	148	87	250	392	90–320	134	690
Ba	130	190	91	64	55	65	270	3–160	48	360
Y	32	36	14	–	22	–	42	10–60	29	–
Zr	175	247	100	170	61	116	170	35–160	85	130
Nb	13,8	25	9,1	10	4	13,4	29	–	11,2	3,2
Th	1,9	1,4	0,9	0,70	0,2	0,6	2,1	0,18	0,75	–
U	0,5	0,6	0,2	0,29	0,04	0,26	0.86	0,20	0,12	–
B	6,4	4,8	5,4	5,0	8,5	7,5	7,4	–	–	32
F	670	575	570	280	260	370	720	–	–	270
Li	7,4	9,9	5,2	5,6	5,0	8,8	10,0	2–29	8,8	–
Rb	6,5	15,3	7,3	5,0	6,5	7,1	12,7	0,4–22	4,9	16
Be	1,9	3,0	1,4	1,0	1,1	2,7	5,3	–	–	0,86
Cu	140	110	104	180	155	142	91	4–140	81	110
Au	0,037	0,005	0,028	0,030	0,005	0,035	0,036	–	0,03	0,042
Zn	130	161	120	177	140	125	186	45–140	78	105
Pb	3,4	5,0	3,6	3,3	4,0	3,5	4,5	2–10	0,89	10
Mo	2,0	1,9	1,9	1,8	2,25	1,9	2,3	–	–	–

1–3 – третичные базиты (Исландия..., 1978): 1 – платобазальты, 2 – базальты, 3 – габбро; 4–7 – плиоцен-четвертичные базальты неовулканической зоны (Исландия..., 1978): 4 – периферическая часть, 5–7 – осевая часть (5 – север, 6 – центр, 7 – юг); 8 – среднее для базальта Срединно-Атлантического хребта (Исландия..., 1978); 9 – среднее для толеитового базальта срединно-океанических хребтов (Wedepohl, 1981); 10 – среднее для траппов Сибирской платформы (Альмухамедов, и др., 1982).

руют с гранофирами и гранитами. Габбро состоят из плагиоклаза (61%), моноклинного пироксена (32%), титаномагнетита (7%), оливина (< 1%). Это высокожелезистые и высокоглиноземистые породы (см. табл. 89).

Четвертичные базальты с возрастом моложе 0,7 млн. лет варьируют по составу от низкощелочных толеитов до субщелочных базальтов (см. табл. 89), однако по средним составам они принципиально не отличаются от третичных платобазальтов.

Рифтовая зона Центральной Исландии, в которой сосредоточены проявления голоценового и современного вулканизма, имеет площадь около 12 тыс. км^2, в ее пределах сосредоточено 200 вулканов трещинного (Лаки) и центрального (Аскья, Гекла) типов. Продуктивность вулканов неовулканической зоны составляет 30×10^6 м^3 лав и туфов в год, причем в ходе одного извержения, которые происходят в среднем один раз в 5 лет, на поверхность поступает от 0,1 км^3 (Аскья, 1961 г.) до 13 км^3 (Лаки, 1973 г.) лав (Sigvaldason, 1974).

Вследствие того, что многие извержения происходили подо льдом, среди четвертичных вулканитов в отличие от третичных платобазальтов широко распространены подушечные лавы и гиалокластиты (Walker, 1974).

По петрохимическим особенностям среди четвертичных базальтов выделяют (см. табл. 97): 1) низкощелочные толеиты океанического типа, которые, например, развиты на п-ове Рейкьянес, у места сопряжения Исландского рифта со структурами Срединно-Атлантического хребта; 2) оливиновые и кварц-нормативные толеиты центра рифтовой зоны, в составе которых присутствуют плагиоклаз (An_{75-56}), авгит и оливин, содер-

жащий менее 20% фаялитовой составляющей; 3) субщелочные оливиновые базальты, развитые, например, на п-ове Снайфедльснесс, которые отличаются от толеитовых несколько более высокой железистостью темноцветных минералов, бóльшим содержанием Na, K, F, Li, Rb, Be, TR, Zr, Nb и меньшим – Ca, Mg, V, Cr, Ni, Co. По своему составу они приближаются к гаваиитам и муджиеритам океанских островов (Исландия..., 1978; Sigvaldason, 1974) и субщелочным базальтам континентальных рифтовых зон.

Степень сходства базальтовых пород Исландии с океаническими и континентальными базитами можно оценить более объективно, если привлечь данные по их геохимии (табл. 98).

Вопреки высказываниям о полной идентичности базальтов Исландии и Срединно-Атлантического хребта различия между ними выявляются достаточно отчетливо; они заключаются в относительной обогащенности исландских базальтов K, Na, Ba, Sr, Rb, Ti, P, Fe, La и обедненности алюминием. Для исландских пород по сравнению с океаническими характерны пониженные значения отношений Na/K, K/Rb, Sm/La и более высокие величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$. Эти различия носят закономерный характер, что подтверждается устойчивым снижением содержаний K, Ti, P, La и уменьшением величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в базальтах Исландской рифтовой зоны по мере приближения к океану (Basaltic volcanism . . . , 1981).

К базальтам Исландии наиболее близки по петрохимическим и геохимическим характеристикам базальты океанических асейсмических хребтов (Восточно-Бенгальский, Китовый и др.), которые также отличаются более высокими по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов содержаниями Fe, Ti, K, Ba, Sr, Ce, V, Zr (Thompson et al., 1973). Это, видимо, не случайно и связано с тем, что Исландия расположена на асейсмичном Фареро-Исландском хребте (Fridleifsson, 1977).

По сравнению с траппами континентальных платформ базальты Исландии содержат больше Mg, Ca, Fe, Ti и меньше Al, K. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в них ниже, чем в континентальных траппах.

Магматизм островов на склонах срединно-океанических хребтов

Наиболее изучен магматизм островов Св. Елены, Тристан-да-Кунья, Гоф, Азорского архипелага.

Остров Св. Елены расположен в 800 км к востоку от оси Срединно-Атлантического хребта (см. рис. 85). Согласно Бейкеру (Baker, 1969), он имеет площадь около 120 км^2 и возвышается над уровнем моря на 822 м. Это самая верхняя часть пятикилометрового вулканического конуса, на долю которой приходится около 5% его объема.

Выходящие на дневную поверхность породы представлены серией субщелочные базальты–трахиты–фонолиты. Субаэральный магматизм начался не менее 14,3 ± ± 1,0 млн. лет назад и закончился около 7 млн. лет назад. Остров образован в результате деятельности двух вулканов – более древнего северо-восточного и более молодого юго-западного. Основание первого вулкана сложено сильно измененными брекчированными базальтами подводного происхождения; затем началось формирование субаэрального щитового вулкана, образованного субщелочными оливиновыми базальтами и подчиненным количеством трахибазальтов. После этого (11,3 ± 1,0 млн. лет назад) центр активности сместился на 12 км к юго-западу. Здесь выделяются три стратиграфических уровня, разделенных эрозионными поверхностями. В нижней части нижнего покрова чередуются субщелочные пикриты (анкарамиты) и субщелочные оливиновые базальты; выше идут трахибазальты. Мощность покрова, включая пирокластические прослои, не менее 500–600 м. Средний (главный) покров мощностью около 800 м сложен преимущественно субщелочными оливиновыми базальтами, гавайитами, муджиеритами, трахибазальтами. Верхний покров образован в основном трахибазальтами и трахиандезитами с финальными трахитовыми лавовыми куполами. Завершилась магматическая

деятельность внедрением многочисленных даек, варьирующих по составу от трахитов до фонолитов, а иногда имеющих состав трахиандезита и трахибазальта.

В количественном отношении среди лав о-ва Св. Елены преобладают субщелочные оливиновые базальты (70–80%) и трахибазальты (15–25%); на долю трахиандезитов, а также трахитов и фонолитов приходится соответственно 4 и 1% общего объема вулканических образований острова. Все указанные разновидности пород характеризуются постепенными переходами, и границы между ними условны.

В субщелочных пикробазальтах (анкарамитах) в качестве фенокристов наблюдаются оливин Fa_{20-23} и авгит. Реже отмечаются зональный плагиоклаз An_{80-67}, а также небольшие идиоморфные кристаллы Cr-Fe шпинели, окруженные каймой титаномагнетита. Основная масса образована плагиоклазом An_{67-61} (во внешних каймах до андезина), клинопироксеном, титаномагнетитом и небольшим количеством щелочного полевого шпата.

Субщелочные оливиновые базальты спорадически содержат микрофенокристаллы оливина Fa_{23-29}, зонального плагиоклаза An_{74-60}, редко титаномагнетита или титан-авгита. Состав плагиоклаза во внешних частях зерен достигает An_{54-52}, причем они нередко окружены каймой несдвойникованного олигоклаза. Основная масса состоит из клинопироксена, железо-титановых окислов (магнетита и ильменита), лейст плагиоклаза состава An_{64-55} в ядре до An_{35-30} во внешних частях зерен, редко оливина, апатита, щелочного полевого шпата и красно-коричневого биотита.

В трахибазальтах обычны микрофенокристаллы оливина, титаномагнетита, плагиоклаза. Клинопироксен встречается в основной массе, где он иногда образует пойкилитовые кристаллы. Оливин имеет состав Fa_{31-46} и часто иддингситизирован. Плагиоклаз (An_{68-59}) часто зонален вплоть до олигоклаза или щелочного полевого шпата во внешней кайме; иногда он представлен слабо зональным андезином с каймой щелочного полевого шпата. Основная масса сложена клинопироксеном, плагиоклазом, щелочным полевым шпатом, титаномагнетитом, ильменитом, коричневым биотитом, игольчатым апатитом; в незначительном количестве отмечается анальцим.

Фенокристаллы трахиандезитов представлены оливином (Fa_{41-69}), плагиоклазом (от An_{56-48} до An_{46-42}), окруженным толстой каймой щелочного полевого шпата, титаномагнетитом, апатитом и магнитит-силикатными псевдоморфозами по роговой обманке; иногда отмечается анортоклаз. Основная масса образована теми же минералами, а также зональным эгирин-авгитом.

В трахитах лавовых куполов и даек в качестве порфировых выделений наблюдаются оливин Fa_{70-71} и титаномагнетит, а также псевдоморфозы по амфиболу. Основная масса – зональный эгирин-авгит с более натриевой каймой, плагиоклаз (An_{38-34}), окруженный каймой щелочного полевого шпата, щелочной полевой шпат, Fe-Ti окислы, апатит, а также анальцим, цеолиты и кальцит, содержание которого достигает 5%. В трахитах поздних даек в небольшом количестве иногда отмечается нефелин. При возрастании его количества породы переходят в фонолит-трахиты и фонолиты. Здесь уже в качестве порфировых выделений отмечается щелочной полевой шпат состава $Or_{33}Ab_{64}An_3$, а редкий оливин имеет состав фаялита (Fa_{100}). Основная масса сложена главным образом щелочным полевым шпатом, эпирин-авгитом (эгирином), Fe-Ti окислами, нефелином, энигматитом. Химизм пород охарактеризован в табл. 99.

Острова Тристан-да-Кунья, расположенные в Южной Атлантике (см. рис. 88), являются примером развития калиево-натриевой трахибазальт-трахитовой серии. Крупнейший из островов – Тристан – представляет собой правильный конус диаметром около 13 км и высотой над уровнем моря, достигающей 2,2 км. Диамертр основания конуса на дне океана около 350 км.

Как показали детальные исследования (Baker et al., 1964), остров образован потоками базальтов, переслаивающимися с пирокластическим материалом аналогичного состава. Наблюдаются многочисленные дайки, расположенные радиально по отношению к центру острова, представляющему собой кратер вулкана; отмечаются также вулка-

Таблица 99. Химический состав пород о-ва Св. Елены (Baker, 1969)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	44,06	44,97	45,50	46,56	47,46	54,88	57,58	59,92
TiO_2	2,09	2,85	3,44	2,79	1,11	0,18	0,18	0,06
Al_2O_3	11,66	14,74	15,71	17,09	16,25	17,41	18,36	19,86
Fe_2O_3	1,66	2,53	3,61	1,67	4,04	2,44	3,24	1,69
FeO	8,97	9,34	8,64	10,05	8,05	6,79	4,40	1,70
MnO	0,20	0,21	0,22	0,28	0,27	0,23	0,30	0,18
MgO	15,43	8,78	5,37	4,74	4,38	1,88	0,25	0,05
CaO	12,39	10,41	9,43	8,14	7,34	3,48	2,53	1,07
Na_2O	1,58	3,06	3,47	3,95	4,67	6,04	8,08	8,94
K_2O	0,52	1,04	1,38	1,50	1,92	2,89	3,63	4,93
P_2O_5	0,32	0,43	0,60	0,60	0,89	0,77	0,13	0,07
H_2O^+	0,93	2,00	2,49	1,23	1,68	1,53	0,92	1,29
H_2O^-	0,19	0,12	0,29	0,73	0,30	0,41	0,31	0,17
Сумма	100,00	100,48	100,15	99,98	100,01	99,86	99,91	99,93
Nb	40	40	Сл.	40	–	115	95	125
Zr	65	180	195	635	290	490	670	1085
Cr	720	280	36	–	–	–	–	–
Y	Сл.	30	Сл.	55	Сл.	35	20	30
Ni	360	170	”	Сл.	”	Сл.	Сл.	Сл.
Co	86	58	”	35	27	”	–	–
Sr	230	425	510	520	540	545	425	85
Cu	88	62	60	49	30	18	Сл.	Сл.
Pb	–	–	–	–	–	–	–	”
Ba	105	270	290	420	500	790	900	1100
Rb	–	–	–	–	30	50	140	220

1 – субщелочной пикрит (анкарамит); 2 – субщелочной оливиновый базальт; 3 – гавайит; 4 – муджиерит; 5 – трахибазальт; 6 – трахиандезит; 7 – трахит; 8 – фонолит.

нические некки и неправильные силлы. Наиболее древние лавовые потоки представлены трахибазальтами и субщелочными оливиновыми базальтами с подчиненным количеством субщелочных пикритов (анкарамитов). Следующий комплекс образован субщелочными оливиновыми базальтами, а самый молодой, как и на о-ве Св. Елены, содержит значительные количества трахиандезитов и трахитов. Последние чаще наблюдаются в виде интрузивных тел; в одном случае в них был встречен нефелин.

Породы в целом аналогичны образованиям о-ва Св. Елены за одним важным исключением: некоторые разновидности пород, особенно трахибазальты, содержат интерстициальный лейцит, а также содалит. Это, вообще говоря, не характерно для океанских островов. Лейцит, кроме островов Тристан-да-Кунья, встречен только в некоторых лавах Островов Зеленого Мыса и Маркизских островов, причем в последнем случае он представлен "псевдолейцитом", который иногда может формироваться и по анальциму (Магматические горные породы..., 1984). В отличие от Островов Зеленого Мыса, земная кора которых близка по своим характеристикам к континентальной, кора под островами Тристан-да-Кунья близка, по геофизическим данным, к океанической (Baker et al., 1964), хотя имеется упоминание о находке в лавах ксенолита гнейса (Лучицкий, 1973). Впоследствии эти данные не получили подтверждения, в связи с чем вопрос о типе коры под островами остается открытым.

Из других характерных отличий следует указать на практически повсеместное при-

Таблица 100. Химический состав пород островов Тристан-да-Кунья (Baker et al., 1964)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	42,93	42,43	45,70	48,56	54,04	58,00	60,7
TiO_2	3,73	4,11	3,65	2,98	1,81	1,2	0,5
Al_2O_3	12,05	14,15	16,70	18,00	19,54	19,5	20,5
Fe_2O_3	5,58	5,84	3,73	3,78	2,60	1,7	2,3
FeO	8,27	8,48	7,28	5,18	3,35	2,2	0,4
MnO	0,16	0,17	0,17	0,18	0,19	0,1	0,2
MgO	10,28	6,71	4,89	3,32	1,66	1,0	0,2
CaO	12,58	11,91	9,91	8,49	6,22	3,3	1,4
Na_2O	2,36	2,77	3,96	4,74	5,26	6,5	6,2
K_2O	1,47	2,04	3,10	3,38	4,53	5,3	6,7
H_2O^+	0,15	0,34	0,09	0,14	0,11	0,2	1,0
H_2O^-	0,11	0,44	0,12	0,03	0,19	0,1	0,4
P_2O_5	0,59	0,58	0,84	1,18	0,75	0,2	0,03
Сумма	100,26	99,97	100,14	99,94	100,25	99,3	100,53
Ba	700	750	1200	950	1100	1000	25
Co	50	40	25	14	–	–	–
Cr	250	65	–	–	12	–	–
Li	< 4	4	7	< 4	11	15	20
Ni	150	50	–	–	–	–	–
Pb	< 10	10	11	16	15	28	25
Rb	90	110	170	220	200	350	280
Sr	700	1000	1600	1100	1300	650	55
V	400	400	400	250	130	50	20
Zr	100	200	300	400	400	350	500

1 – субщелочной пикробазальт; 2 – субщелочной базальт; 3 – трахибазальт; 4 – лейцитсодержащий трахибазальт; 5 – трахиандезит; 6 – плагиоклазовый трахит; 7 – щелочнополевошпатовый трахит.

сутствие в лавах коричневой (базальтической) роговой обманки и биотита. Результаты химических анализов главных видов пород приведены в табл. 100.

В качестве ксенолитов в лавах и пирокластическом материале, помимо единичной находки уже упоминавшегося проблематичного гнейса, отмечаются в основном габброиды и пироксениты, образованные разными пропорциями одних и тех же минералов – титанавгита, коричневой роговой обманки, плагиоклаза и рудного минерала. Преобладают меланократовые разновидности типа клинопироксенитов, хотя отмечались и ксенолиты анортозитов.

Промежуточное положение между лавовыми сериями островов Св. Елены и Тристан-да-Кунья занимает серия о-ва Гоф в Южной Атлантике (см. рис. 85). Согласно Леметру (Le Maitre, 1962), здесь также развиты преимущественно субщелочные базальты и трахиты. Наиболее основные разновидности представлены субщелочными пикробазальтами (анкарамитами). В трахитах иногда отмечаются содалит и нефелин.

В петрохимическом отношении базальты о-ва Гоф характеризуются несколько повышенными содержаниями SiO_2, благодаря чему в них нередко отмечается нормативный гиперстен. Однако модальный гиперстен в лавах неизвестен и встречен только в ксенолитах. Кроме того, лавы здесь несколько более магнезиальные по сравнению с рассмотренными выше. Вместе с тем сумма щелочей в базальтах постоянно выше 5%, так что они должны быть отнесены к субщелочным разновидностям.

Азорские острова расположены на подводном плато ("Азорской платформе"),

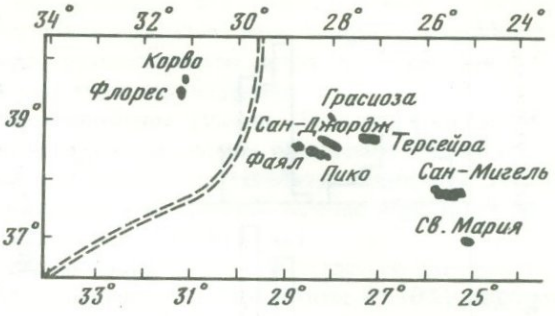


Рис. 87. Положение Азорских островов относительно оси Срединно-Атлантического хребта (Self, Gunn, 1976)

расположенном вблизи оси Срединно-Атлантического хребта (рис. 87). В пределах этой группы острова Св. Мария, Пико и Сан-Джордж образованы преимущественно субщелочными оливиновыми базальтами и пикробазальтами, в то время как остальные – серией субщелочные пикриты–оливиновые базальты–гавайиты–муджиериты–трахиандезиты–трахиты. На о-ве Сан-Мигель имеются комендитовые трахиты; пантеллериты встречены только на о-ве Терсейра. Извержения салических лав часто сопровождались значительными эксплозивными явлениями. Особенно это касается о-ва Терсейра, где наблюдаются мощные игнимбритовые покровы.

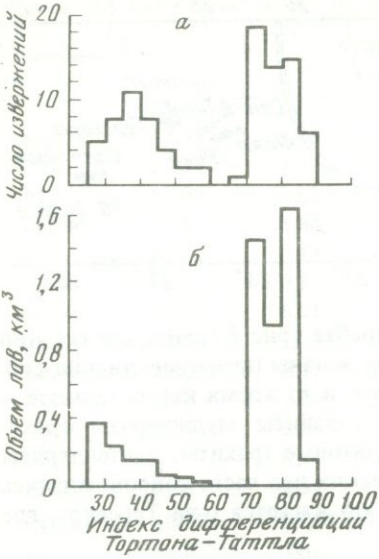
Характерной особенностью голоценового вулканизма Азорских островов является его ярко выраженный бимодальный характер. Так, на небольшом о-ве Фаял – базальтовом конусе диаметром 20 км и высотой 1 км – на протяжении последних 10 тыс. лет из центрального кратера вулкана происходят извержения трахитовых пемз, а из мелких паразитических центров на периферии вулкана извергаются сравнимые объемы субщелочных базальтов.

Большим своеобразием отличаются вулканические образования о-ва Терсейра, имеющего площадь 406 км^2 и возвышающегося на 1500–2000 м над Азорской платформой. Согласно Селфу и Гунну (Self, Gunn, 1976), вулканическая активность острова может быть разделена на три периода: 1) формирование докальдерного базальтового купола примерно 300 тыс. лет назад с последующим обрушением; 2) образование четырех стратовулканов с кальдерой; 3) молодая вулканическая деятельность, создавшая трахитовые купола и потоки базальтовой лавы.

Субщелочные базальты о-ва Терсейра содержат как нормативный нефелин, так и нормативный гиперстен. Недосыщенные кремнеземом базальты более свойственны древним вулканам, а насыщенные – молодым, не древнее 23 тыс. лет. Именно эти комплексы характеризуются бимодальным распределением лав по составу с преобладанием, с одной стороны, субщелочных оливиновых базальтов, гавайитов и муджиеритов, а с другой – комендитовых трахитов и пантеллеритов при подчиненной роли трахиандезитов и трахитов. Из суммарного объема молодых вулканитов (5,46 км^3) на долю пород кислого состава приходится не менее 4 км^3, что согласуется и с частотой извержений лав соответствующего состава (рис. 88). Однако надо иметь в виду, что эти породы составляют не более 2–3% общего объема вулканической постройки, составляющего около 220 км^3.

Субщелочные базальты Азорских островов в целом аналогичны образованиям о-ва Св. Елены. В комендитах, трахитах и пантеллеритах фенокристаллы представлены анортоклазом, а в основной массе отмечаются реликты оливина и авгита; присутствуют также биотит, геденбергит, энигматит, арфведсонит, Fe-Ti окислы, вулканическое стекло.

В базальтах отмечаются ксенолиты оливинитов и оливиновых габбро, а в игнимбритах – сиенитов и кварцевых сиенитов, редко амфиболитов. Кроме того, на Азорских островах, в том числе и на о-ве Терсейра, встречены многочисленные валуны гранитов и гнейсов, среди которых предполагается наличие пород местного происхождения (Лучицкий, 1973).



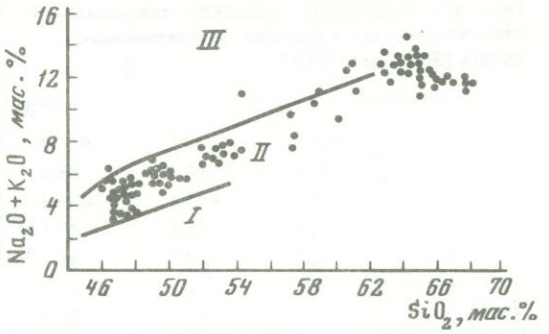


Рис. 88. Соотношение частот извержений (*а*) и объемов лав соответствующего состава (*б*) за последние 23 тыс. лет на о-ве Терсейра (Self, Gunn, 1976)

Рис. 89. Диаграмма составов вулканических пород о-ва Терсейра (Self, Gunn, 1976)

Поля составов вулканических пород: *I* – нормальной щелочности, *II* – субщелочных, *III* – щелочных

В петрохимическом отношении породы о-ва Терсейра принадлежат к калиево-натриевой серии с отношением Na_2O/K_2O, равным 2–3 в базальтах и 1,2–1,6 – в кислых разновидностях пород. Положение фигуративных точек пород на диаграмме щелочи–кремзем показано на рис. 89.

БАЗИТОВЫЙ ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ

Магматизм островов абиссальных равнин

Этот тип магматизма будет рассмотрен на примере Канарских островов, которые являются типичным представителем вулканических образований океанов вне срединных хребтов (см. рис. 85). В состав архипелага входят, по крайней мере, восемь островов (Пальма, Гомера, Тенерифе, Иедро, Гран-Канария, Фуэртевентура, Лансароте, Грасьоза). Ниже будут рассмотрены острова Пальма и Тенерифе, охарактеризованные в работе Л.И. Зубатаревой и др. (1978).

По данным Афонсо (Afonso et al., 1974) и Фернандес-Сантина (Fernandez-Santin et al., 1974), о-в Пальма сложен несколькими сериями пород. Наиболее древним является базальный комплекс. Он включает метаморфизованные породы трахит-базальт-сиенитового типа с многочисленными мелкими интрузивами основного и ультраосновного состава – оливиновыми габбро, субщелочными и щелочными габброидами (эссекситами, тералитами, ийолитами и габбро-сиенитами). Они перекрываются пиллоу-лавами, образованными пикробазальтами (океанитами) и толеитовыми базальтами. Наблюдаются многочисленные дайки того же состава. Верхняя часть базального комплекса сложена субаэральными полигенными агломератами. По мнению Стиллмана, базальный комплекс о-ва Пальма, как и базальный комплекс о-ва Фуэртевентура, представляет собой фрагмент нормальной океанической коры.

В северной части острова базальный комплекс перекрывается серией базальтов. Более поздние конгломератовые отложения с переслаивающимися лавовыми потоками встречаются в кальдере Табурьенте в центральной части острова. В южной части острова отмечаются также молодые четвертичные вулканы, конусы которых хорошо сохранились. Здесь же известны шесть вулканов, извергавшихся в 1885–1971 гг. Петрографически все эти породы варьируют от субщелочного оливинового базальта, амфиболового базальта до гаюинового тефрита. С ними связаны многочисленные штоки фонолитов, с некоторыми из них ассоциируют небольшие лавовые потоки того же состава.

На дне кальдеры Табурьенте и среди даек базального комплекса встречены брекчии с округлыми или угловатыми обломками свежих дунитов, реже верлитов, составляющих от 50 до 90% объема пород. Обломки сцементированы сильно измененными субщелочными базитами с офитовой и габбро-офитовой структурами.

Наиболее подробно изучено последнее извержение вулкана Тенегия, происходившее в 1971 г. Среди продуктов этого извержения выделены пироксен-оливиновые и пироксен-керсутитовые базальты, близкие по составу к гавайиту. Минералы обеих разновидностей базальтов одинаковы: зональный авгит (светло-зеленое ядро и бледно-коричневые края), оливин (Fa_{18}), керсутит, плагиоклаз (An_{37-40}).

В современных базальтах вулкана Тенегия встречается значительное количество включений размером 5–7 см, среди которых выделяются перидотиты (~10%), габбро (~ 20%) и существенно амфиболовые породы (~ 70%). Перидотиты представлены шпинелевыми лерцолитами, а габбро состоят из клинопироксена (диопсида) и плагиоклаза (An_{75-80}) с подчиненным количеством оливина и керсутита, обрастающего по краям клинопироксен.

Наиболее разнообразны ксенолиты амфиболовых пород. Среди них выделяются роговообманковые верлиты (клинопироксен + оливин + керсутит), роговообманковые пироксениты (клинопироксен + керсутит) и горнблендиты (керсутит); керсутит обычно имеет интерстициальный характер за исключением горнблендитов с гипидиоморфнозернистой структурой. Кроме того, отмечаются роговообманковые габбро (плагиоклаз + клинопироксен + керсутит + оливин). Обычно в этих парагенезисах присутствуют Fe-Ti окислы, апатит и незначительное количество интерстициального анальцима.

Плагиоклаз An_{45-50} имеет интерстициальный характер, образуя пойкилитовые кристаллы с включениями субидиоморфных кристаллов оливина Fa_{11-18}, зонального клинопироксена (титанистый авгит в центре и эгирин-авгит по периферии зерен), красно-коричневого амфибола, а также апатита и Fe-Ti окислов. В некоторых интерстициях отмечается вулканическое стекло. Судя по описаниям, эти породы весьма напоминают некоторые кумулаты Дубровского расслоенного интрузива (см. главу 2).

Большинство ксенолитов,вероятно, за исключением шпинелевых лерцолитов являются родственными включениями, вынесенными из промежуточного очага.

На о-ве Тенерифе наиболее древней считается серия субщелочных пикритов, субщелочных базальтов и пирокластов, образовавшихся при вулканической деятельности трещинного типа. Состав более молодых лав изменяется от субщелочных оливиновых базальтов до трахибазальтов и фонолитов. Извержения сопровождались выбросами пепла и формированием небольших интрузивов сиенитов и нефелиновых сиенитов. Широко распространены игнимбриты трахитов и фонолитов.

В центральной группе Канарских островов (Пальма, Тенерифе, Гран-Канария) изверженным породам свойственна высокая щелочность, и они образуют серии, в которых щелочность быстро возрастает от базальтов к фонолитам. Породы юго-западной (острова Гомеро, Иедро) и северо-восточной (острова Лансароте, Фуэртевентура) ветвей архипелага характеризуются меньшей щелочностью и меньшим темпом накопления щелочей во времени.

Таким образом, между породами островов юго-западной и северо-восточной групп отмечается значительное сходство. Из этого следует, что вулканы архипелага имеют центральную симметрию, что, видимо, опровергает представление о зависимости химизма вулканитов от расстояния до побережья Африки или Срединно-Атлантического хребта. На любом из островов щелочность вулканических циклов возрастает во времени. Исключением являются четвертичные излившиеся породы северо-восточной группы островов, близкие к толеитовым базальтам.

Канарские острова являются характерным представителем магматических образований, формировавшихся на значительном удалении от оси срединно-океанических хребтов. К этой же группе могут быть отнесены также Острова Зеленого Мыса, Гвинейского залива, Тринидади, Фернанду-ди-Норонья и др. Все они имеют повышенную щелоч-

ность пород, преимущественно натриевого профиля, вплоть до появления высокощелочных пород – нефелинитов, фонолитов и даже карбонатитов.

Особый интерес здесь представляют острова Гвинейского залива, являющиеся составной частью "линии Камеруна" – цепочки вулканов, сложенных ассоциациями субщелочных базальтов и щелочных базальтоидов, аналогичных охарактеризованным выше на примере Канарских островов. Важной особенностью этой "линии" является то, что она начинается в пределах океана и завершается на Африканском континенте, при этом базовый характер магматических ассоциаций практически не меняется, только на материковом участке рассматриваемой зоны вместе с субщелочными базальтами появляются пантеллериты (Liotard et al., 1982).

Магматизм островов, связанных с развитием "горячих точек"

Сравнительно недавно, в середине 60-х годов, на примере Гавайского подводного хребта была выявлена пространственно-временна́я миграция вулканической активности в пределах единой геологической структуры. Так, наиболее древние эродированные вулканические постройки северо-западной части хребта – атоллы Мидуэй и Куре – имеют среднеплиоценовый возраст. По мере движения на юго-восток возраст построек постепенно уменьшается, и на самом юго-восточном окончании хребта находится наиболее молодой, активный в настоящее время о-в Гавайи. Согласно Джексону (Jackson, 1968), вулканическая активность смещалась в этом направлении со скоростью примерно 14,8 см/год.

Предполагается, что возникновение подобного рода вулканических островов связано с существованием долгоживущего источника магматизма – "горячей точки", или мантийного плюмажа, расположенного ниже литосферной плиты, которая как бы "прожигается" в процессе движения над такой точкой.

Как уже указывалось, современная вулканическая деятельность локализована на самом крупном юго-восточном острове Гавайского архипелага – Гавайи. Он состоит из трех щитовых вулканов, два из которых – Мауна-Кеа и Мауна-Лоа – являются крупнейшими в мире вулканическими сооружениями. От основания постройки на океаническом дне до вершины они имеют около 8 км. В настоящее время наиболее активен третий вулкан – Килауэа.

Большинством исследователей в пределах каждого из островов Гавайского архипелага выделяются три серии пород, сменяющих друг друга в определенной последовательности: 1) нормальной щелочности (толеитовая); 2) субщелочная (щелочно-базальтовая); 3) щелочная (нефелинитовая). Последняя отсутствует только на о-ве Гавайи, который, по-видимому, еще не вступил в заключительную стадию развития. Интересны количественные соотношения пород различных серий; почти 99% объема островов составляют образования толеитовой серии, на долю же пород субщелочной и нефелинитовой серий приходится не более 1% (MacDonald, 1968).

Толеитовая серия пород весьма однородна. Она состоит из пикробазальтов (океанитов), оливиновых толеитов и толеитов. Участками наблюдаются обогащенные железом базальты; в незначительном количестве в кальдерную стадию появляются риодациты – крайние фракционаты толеитов.

Пикробазальты (океаниты) обычно имеют порфировидную структуру. Фенокристаллы оливина Fa_{15-17} составляют в них 25–50% объема, в небольшом количестве отмечаются микрофенокристаллы существенно хромовой шпинели. Основная масса образована зональным плагиоклазом An_{52-42}, авгитом $Wo_{38}En_{41}Fs_{20}$, гиперстеном Fs_{27}, оливином, рудными окислами. В других случаях в составе основной массы присутствует пижонит $Wo_{15}En_{53}Fs_{32}$. В качестве фенокристаллов иногда наряду с оливином встречается авгит $Wo_{37}En_{47}Fs_{16}$. Нередко наблюдается замещение оливина фенокристаллов агрегатом зерен гиперстена и магнетита. Предполагается, что это связано с окислением оливина кислородом воздуха по схеме $6\,(Mg,Fe)_2SiO_4 + O_2 \rightarrow 2Fe_3O_4 + 6MgSiO_3$.

В наиболее распространенных разновидностях пород – оливиновых толеитах –

фенокристаллы представлены оливином Fa_{15-28}, авгитом и плагиоклазом An_{62-57}. Основная масса образована субкальциевым авгитом, плагиоклазом, титаномагнетитом и ильменитом; иногда отмечается апатит.

Толеитовые базальты характеризуются присутствием фенокристаллов основного плагиоклаза и авгита, к которым нередко присоединяется ортопироксен Fs_{17-26} ("гиперстеновые базальты"). Ортопироксен часто окаймлен пижонитом. Основная масса образована субкальциевым авгитом, плагиоклазом, гиперстеном, окаймленным пижонитом, рудными минералами (магнетитом, ильменитом), а также акцессорными биотитом, апатитом и небольшим количеством мутного интерстициального коричневого стекла.

Более низкотемпературные дифференциаты представлены лейкобазальтами, в которых довольно многочисленны фенокристаллы плагиоклаза – An_{65-55}. В подчиненном количестве отмечаются авгит, ортопироксен и (или) пижонит. В основной массе наиболее распространены андезин и щелочной полевой шпат. Нередко породы обогащены магнетитом и ильменитом.

Наиболее низкотемпературные дериваты – риодациты. Приблизительно 75% объема пород образует вулканическое стекло с микролитами полевого шпата, апатита и железомагнезиальных силикатов. Среди фенокристаллов наиболее распространен плагиоклаз An_{53-23}. Поскольку в каждом индивидуальном зерне величина зональности не превышает 7% An, в породе присутствуют фенокристаллы разного состава. В подчиненном количестве отмечаются фенокристаллы ортопироксена (от $Wo_3En_{83}Fs_{14}$ до $Wo_3En_{77}Fs_{20}$ в микрофенокристаллах), клинопироксена, керсутита, биотита, титаномагнетита. В риодаците наблюдаются ксенолиты дунитов, вероятно, кумулятивного происхождения, а также мегакристаллы оливина и клинопироксена, что свидетельствует об их образовании в результате кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы.

В состав **субщелочной серии** входят субщелочные пикробазальты (анкарамиты), оливиновые базальты, гавайиты, муджиериты, трахиандезибазальты (бенмореиты), натриевые трахиты. Субщелочные пикробазальты отличаются от рассмотренных выше океанитов наличием фенокристаллов авгита, присутствующих в равных количествах с оливином и в сумме слагающих от 20 до 50% объема пород. Основная масса образована агрегатом плагиоклаза An_{35-45}, субкальциевого авгита, оливина, рудных окисных минералов. В акцессорных количествах отмечаются биотит, апатит, иногда рибекит. По мере сокращения количества вкрапленников фемических минералов породы постепенно переходят в субщелочные оливиновые базальты, обогащенные зернистым агрегатом оливина в виде микрофенокристаллов в основной массе, сложенной авгитом, плагиоклазом и титаномагнетитом. Состав авгита отвечает $Wo_{43,5}En_{40,0}Fs_{16,5}$.

В гавайитах оливин Fa_{44-56} встречается как в виде редких фенокристаллов, так и в основной массе вместе с плагиоклазом, внешние зоны которого сложены известковым анортоклазом, авгитом $Wo_{44}En_{22}Fs_{14}$, а также титаномагнетитом и ильменитом, составляющими до 10–20% объема пород. В муджиеритах, трахиандезитах и бенмореитах в виде редких вкрапленников наряду с оливином и плагиоклазом появляются керсутит и (иногда) рибекит. Количество рудных минералов (титаномагнетита и ильменита) достигает 10–25% объема основной массы, сложенной преимущественно плагиоклазом An_{15-30}, клинопироксеном, оливином, апатитом, биотитом и керсутитом. Наконец, трахиты имеют в качестве фенокристаллов редкие зерна оливина, плагиоклаза, роговой обманки (бурой и зеленой), иногда биотита, которые распределены в стекловатой основной массе, состоящей из плагиоклаза An_{5-10}, щелочного полевого шпата, клинопироксена, магнетита, апатита, роговой обманки и биотита.

Щелочная серия образована щелочными оливиновыми базальтоидами (тефритами), меланефелинитами, мелилитовыми нефелинитами. На о-ве Оаху эти породы описываются как вулканическая серия Гонолулу. Они встречаются в виде мелких эксплозивных кратеров и трубок взрыва с многочисленными включениями ксенолитов глубинных пород (Jackson, Wright, 1970 и др.) и весьма редко в форме лавовых потоков.

Таблица 101. Химический состав вулканических пород Гавайских островов (Йодер, Тилли, 1965; Macdonald, 1968; Jackson, Wrigth, 1970 и др.)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	45,97	50,46	49,24	51,77	51,18	43,49	66,14	45,30
TiO_2	1,75	2,24	3,40	1,76	2,10	3,38	0,54	1,85
Al_2O_3	5,97	12,75	12,72	13,78	14,07	16,66	15,25	10,11
Fe_2O_3	5,86	0,82	4,27	2,04	1,35	3,69	1,38	3,75
FeO	7,39	10,68	8,44	9,13	9,78	11,05	1,68	8,91
MnO	0,11	0,18	0,10	0,16	0,17	0,18	0,66	0,18
MgO	23,55	9,68	7,10	8,58	7,78	6,74	1,66	17,87
CaO	6,47	10,43	9,74	10,12	10,83	8,93	2,82	8,96
Na_2O	1,50	2,42	1,87	2,36	2,39	2,35	4,47	1,35
K_2O	0,42	0,51	0,28	0,29	0,44	0,25	3,66	0,30
Cr_2O_3	–	–	–	–	0,05	–	–	–
P_2O_5	0,21	0,19	0,08	0,17	0,15	0,33	0,18	0,20
NiO	–	–	–	–	–	–	–	–
CO_2	Не обн.	–	Не обн.	–	–	–	–	–
H_2O^+	0,64	0,15	1,57	0,07	0,10	1,41	1,94	0,76
H_2O^-	0,04	0,10	1,15	0,06	0,01	1,29	0,10	0,77
Сумма	99,85	100,51	99,96	100,39	100,40	99,75	99,88	100,31

1–7 – толеитовая серия: 1 – пикробазальт, о-в Гавайи, вулкан Мауна-Лоа, 2 – оливиновый базальт, там же, вулкан Килауэа, 3, 4 – гиперстенсодержащие базальты, там же, вулкан Мауна-Лоа, 5 – толеитовый базальт, там же, вулкан Килауэа, 6 – плагиоклазовый базальт, там же, 7 – риодацит, о-в Оаху, вулкан Мауна-Кувейл; 8–13 – субщелочная серия: 8 – субщелочной пикробазальт, о-в Мауи, 9 –оливиновый субщелочной базальт, там же, вулкан Хуалалаи, 10 – гавайит, о-в Га-

Наиболее характерная порода серии – мелилитовый тефрит с фенокристаллами оливина Fa_{19-24} и иногда авгита. Основная масса образована клинопироксеном (20–40%), нефелином (30–35%), мелилитом (10–30%), титаномагнетитом и ильменитом (до 10%), незначительным количеством апатита и стекла. В породах серии Гонолулу не был найден ортоклаз, хотя он нередко фиксируется в нормативном составе. Некоторые породы серии содержат зональный плагиоклаз состава лабрадор–битовнит как в качестве фенокристаллов, так и в основной массе. Оливин присутствует практически во всех породах в виде фенокристаллов. Пироксен представлен зональным титанавгитом, часто со структурой песочных часов. Он отмечается в виде фенокристаллов и в основной массе. Также в виде фенокристаллов и в основной массе присутствуют таблитчатые, обычно слабо зональные кристаллы мелилита. Нефелин отмечается повсеместно, но только в основной массе, составляя в некоторых случаях до 50% объема пород. Из других минералов следует отметить анальцим, гаюин, апатит, перовскит и биотит, наблюдаемые обычно в небольших количествах в основной массе лав.

Типичные химические составы пород различных серий приведены в табл. 101, 102, а некоторых минералов (пироксенов и плагиоклазов) – в табл. 103, 104.

Особенности химизма породообразующих минералов. Значительный интерес представляют детальные исследования химизма минералов пород базальтовых серий о-ва Мауи – второго по величине острова Гавайского архипелага, выполненные Фодором и Кейлом (Fodor, Keil, 1979). Этими авторами обобщены данные по химическому составу оливинов, пироксенов, полевых шпатов и окисно-рудных минералов и проведен сравнительный анализ химизма этих минералов в зависимости от состава породы-хозяина.

Пироксены оказались наиболее информативными для отличия пород толеитовой, субщелочной и щелочной серий, поскольку они различаются содержаниями CaO. Поро-

9	10	11	12	13	14	15	16
46,59	49,28	50,68	57,97	62,19	38,14	44,50	46,55
2,26	3,06	2,64	1,06	0,37	2,59	2,15	3,84
15,19	15,98	16,42	18,56	17,43	10,84	14,01	14,55
2,96	4,11	5,79	1,82	1,65	4,74	4,67	3,17
9,89	7,94	6,22	4,81	2,64	9,09	8,31	7,88
0,18	0,19	0,22	0,24	0,32	0,22	0,19	0,10
8,74	4,44	4,25	1,95	0,40	14,96	10,12	8,61
10,02	9,55	6,47	3,32	0,86	10,96	10,63	8,75
3,01	3,47	4,70	6,71	8,28	2,57	2,47	3,71
0,96	1,26	2,16	2,79	5,03	0,93	0,53	1,62
0,06	0,02	–	–	Сл.	0,08	0,07	–
0,29	0,23	0,17	0,54	0,14	0,87	0,42	0,55
–	–	–	–	–	0,04	0,03	–
–	–	–	–	0,02	0,33	0,02	Не обн.
0,05	0,39	0,23	0,18	0,39	1,99	0,86	0,14
Не обн.	0,53	0,19	0,10	0,14	1,59	0,89	0,03
100,20	100,45	100,14	100,05	99,86	99,94	99,87	99,50

вайи, вулкан Мауна-Кеа, 11 — муджиерит, тамже, 12 — трахиандезит (бенмореит), о-в Мауи, 13 — трахит, о-в Хаулаи; 14–16 — щелочная серия, о-в Оаху: 14 — щелочной пикробазальт (нефелин-мелилитовый базальт), 15 — тефрит, 16 — нефелиновый трахибазальт.

Примечание. SrO – 0,029% (ан. 7).

ды толеитовой серии содержат авгит, пижонит и бронзит. Кристаллизационный тренд авгита меняется таким образом, что возрастание Fe приводит к уменьшению содержаний Ca и Mg. Этот тренд характерен как для фенокристаллов, так и для основной массы; в основной массе составы пироксенов сильно варьируют. Особенностью авгита толеитов является то, что он в среднем содержит менее 42% волластонитовой молекулы.

Пироксены некоторых членов субщелочной серии довольно близки к таковым толеитов. Они представлены зональным авгитом, иногда отмечается бронзит. В целом, однако, состав высококальциевого пироксена субщелочной серии эволюционирует по своим законам. В магнезиальной области он близок к авгиту толеитов (Wo_{40-42}); в гавайитах и муджиеритах содержания Ca в пироксене возрастают (Wo_{48}). В наиболее дифференцированных членах – трахитах – наблюдается сильное обогащение минерала железом и клинопироксен по составу отвечает ферроавгиту. Характерной особенностью пироксенов щелочной серии является высокое содержание Ca (Wo_{50} и выше). Кристаллизационные тренды пироксенов каждой из трех серий показаны на рис. 90.

Исследование пироксенов основной массы пород всех трех серий показало, что по мере возрастания в них содержаний Wo от 31 до 53 мол.% наблюдается увеличение содержания Al_2O_3, Na_2O и TiO_2 при соответствующем уменьшении MnO.

Интересны соотношения между содержанием отдельных окислов в пироксенах и в породах в целом. Так, изучение содержания CaO в породах и пироксенах не выявило сильной зависимости между ними. Видимо, вхождение CaO в решетку пироксенов не столько зависит от концентрации CaO в исходной магме, сколько от активности SiO_2 и Al_2O_3: снижение активности в расплаве SiO_2, очевидно, способствует вхождению CaO и Al_2O_3 в пироксен в качестве минала $CaAl_2SiO_6$ (чермакитовой молекулы). С другой стороны, содержание Na_2O в пироксене прямо зависит от содержания этого

Таблица 102. Средний химический состав лав Гавайских островов (Macdonald, 1968)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	46,4	49,4	44,1	45,4	47,9	51,6
TiO_2	2,0	2,5	2,7	3,0	3,4	2,4
Al_2O_3	8,5	13,9	12,1	14,7	15,9	16,9
Fe_2O_3	2,5	3,0	3,2	4,1	4,9	4,2
FeO	9,8	8,5	9,6	9,2	7,6	6,1
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
MgO	20,8	8,4	13,0	7,8	4,8	3,3
CaO	7,4	10,3	11,5	10,5	8,0	6,1
Na_2O	1,6	2,2	1,9	3,0	4,2	5,4
K_2O	0,3	0,4	0,7	1,0	1,5	2,1
P_2O_5	0,2	0,3	0,3	0,4	0,7	1,1
FeO/Fe_2O_3	4,0	2,8	3,0	2,2	1,6	1,4
Число анализов	14	200	9	35	62	23

1,2 — толеитовая серия: 1 — пикробазальты (океаниты), 2 — толеиты и оливиновые толеиты; 3—8 — субщелочная серия: 3 — субщелочные пикробазальты, 4 — базальты, 5 — гавайиты, 6 — муджиериты, 7 — трахиандезиты, 8 — натриевый трахит; 9—14 — щелочная серия: 9 — щелочные оливино-

Таблица 103. Химический состав пироксенов из лав Гавайских островов (Fodor, Keil, 1979)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	51,62	52,87	51,72	52,39	47,70	52,6	51,4	51,4
TiO_2	0,72	1,12	0,92	1,43	1,89	0,87	1,1	0,84
Al_2O_3	3,14	2,14	3,82	4,00	6,82	3,2	2,4	2,5
Fe_2O_3	1,25	1,10	0,90	1,55	3,36	–	–	–
FeO	5,63	12,59	5,77	8,59	4,43	6,7*	10,8*	9,1*
MnO	0,14	0,26	0,14	0,21	0,16	0,12	0,24	0,21
MgO	17,42	26,70	16,80	15,25	13,34	16,7	16,0	17,5
CaO	19,45	2,72	19,13	15,17	21,35	19,6	17,6	18,0
Na_2O	0,32	0,16	0,45	0,70	0,65	0,25	0,20	0,24
K_2O	0,01	0,04	0,05	0,21	0,03	–	–	–
H_2O^+	–	–	–	–	0,15	–	–	–
H_2O^-	–	0,03	Не обн.	Не обн.	–	–	–	–
Cr_2O_3	0,49	0,11	0,52	0,54	0,23	0,90	0,22	0,15
Сумма	100,19	99,84	100,22	100,04	100,11	100,94	99,96	99,94
Wo	39,5	5,3	40,0	34,2	44,2	40,8	36,5	36,4
En	49,8	73,4	49,0	48,0	44,9	48,3	46,1	49,2
Fs	10,7	21,3	11,0	17,8	10,9	10,9	17,4	14,4

* Суммарное железо в форме FeO.

1,2 — пикробазальт, сосуществующие вкрапленники: 1 — авгит, 2 — бронзит; 3, 4 — то же: 3 — вкрапленник, 4 — микролит основной массы; 5 — анкарамит, вкрапленник; 6, 7 — оливиновый толеитовый базальт (обр. С-121): 6 — вкрапленник, 7 — микролит основной массы; 8—11 — толеитовый базальт (обр. С-111): 8, 9 — вкрапленники, 10 — микровкрапленник, 11 — микролит основной

окисла в породе. В породах толеитовой серии отношение $FeO'/(FeO' + MgO + CaO)$ в авгитах зависит от этого отношения в породах-хозяевах; в породах щелочной серии такой зависимости не устанавливается.

Что касается оливина, то имеется мало различий между оливинами базальтов толеитовой, субщелочной и щелочной (нефелинитовой) серий. Содержание FeO в них варьи-

7	8	9	10	11	12	13	14
57,1	61,7	44,8	44,1	41,3	39,7	39,4	36,6
1,2	0,5	2,3	2,6	2,7	2,8	3,3	2,8
17,6	18,0	12,7	12,7	10,4	11,4	10,2	10,8
4,8	3,3	3,2	3,6	5,6	5,3	6,5	5,7
3,0	1,5	9,4	9,1	8,3	8,2	7,0	8,9
0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1
1,6	0,4	11,4	11,2	13,8	12,1	14,1	12,6
3,5	1,2	11,4	10,6	12,1	12,8	12,3	13,6
5,9	7,4	2,7	3,6	2,8	3,8	2,7	4,1
2,8	4,2	0,9	1,0	0,9	1,2	1,2	1,0
0,7	0,2	0,5	0,5	0,7	0,9	0,8	1,1
0,6	0,4	2,9	2,5	1,5	1,5	1,1	1,6
5	5	11	11	4	10	1	7

вые базальтоиды, 10 – щелочные базальтоиды, 11 – щелочные пикробазальты (мимозиты), 12 – нефелиниты, 13 – щелочные пикриты (анкаратриты), 14 – мелилитовые нефелиниты.

9	10	11	12	13	14	15	16	17
53,8	50,1	50,3	51,5	50,7	48,7	49,6	50,6	51,6
0,50	1,4	1,3	0,79	1,4	2,4	2,3	1,9	1,8
1,7	3,6	2,6	3,7	3,6	5,6	3,8	4,2	2,7
–	–	–	–	–	–	–	–	–
13,6*	11,7*	15,5*	5,7*	9,3*	8,2*	9,6*	8,8*	9,9*
0,31	0,29	0,32	0,11	0,20	0,17	0,26	0,33	0,50
28,0	15,7	14,6	16,4	15,0	13,0	12,8	12,8	12,3
2,2	16,2	14,2	20,2	19,2	21,6	21,2	22,2	21,8
0,01	0,25	0,15	0,27	0,32	0,47	0,49	0,54	0,63
–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–
0,05	0,07	< 0,01	0,81	0,23	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
100,16	99,31	98,97	99,48	99,95	100,14	100,05	101,37	101,23
4,3	33,6	30,5	42,5	40,6	46,9	45,6	47,3	46,7
75,1	47,8	43,6	48,1	15,3	39,2	38,3	38,0	36,7
20,6	18,6	25,9	9,4	44,1	13,9	16,1	14,7	16,6

массы; 12, 13 – субщелочной оливиновый базальт (обр. С-118): 12 – вкрапленник, 13 – микролит основной массы; 14, 15 – гавайит (обр. С-137): 14 – вкрапленник, 15 – микролит основной массы; 16, 17 – муджиерит (обр. С-141): 16 – вкрапленник, 17 – микролит основной массы.

рует от 70 до 85%. Имеется небольшое различие в содержании CaO в оливине основной массы нефелинитов по сравнению с оливинами основной массы толеитовых и субщелочных базальтов. С другой стороны, оливин толеитовых базальтов несколько обогащен NiO.

Наиболее заметно состав оливина эволюционирует в породах субщелочной серии.

Таблица 104. Химический состав плагиоклазов из толеитовых и субщелочных базальтов Гавайских островов (Fodor, Keil, 1979)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	52,7	50,9	52,8	54,9	53,5	51,3	53,1	57,7
Al_2O_3	29,5	31,1	29,9	30,1	28,6	30,7	28,9	27,0
$Fe_2O_3^*$	1,0	0,52	0,97	0,67	1,0	0,53	1,1	0,63
CaO	12,9	14,5	12,7	13,9	12,3	14,0	12,5	8,3
Na_2O	3,8	3,0	4,0	3,5	4,0	3,2	4,2	6,1
K_2O	0,19	0,11	0,18	0,10	0,17	0,13	0,29	0,50
Сумма	100,09	100,13	100,55	100,17	99,57	99,86	100,00	100,23
Or	1,1	0,7	1,1	0,6	1,0	0,8	1,7	3,1
Ab	33,1	25,9	34,6	29,9	35,3	27,8	35,8	53,9
An	65,8	73,4	64,3	69,5	63,7	71,4	62,5	43,0

* Суммарное железо в форме Fe_2O_3.

1 – пикробазальт (океанит), микролит основной массы; 2, 3 – оливиновый толеитовый базальт: 2 – вкрапленник, 3 – микролит основной массы; 4, 5 – толеитовый базальт: 4 – вкрапленник, 5 – микролит основной массы; 6, 7 – субщелочной оливиновый базальт: 6 – вкрапленник, 7 – микролит основной массы; 8 – гавайит, микролит основной массы.

Содержание Fo в нем уменьшается от 80 до 15% в направлении от базальтов к трахитам, при этом происходит обогащение оливина MgO и CaO при уменьшении содержания NiO.

Полевые шпаты в породах о-ва Мауи характеризуются уменьшением содержания An и возрастанием – Ort в направлении фенокристаллы→микрофенокристаллы→основная масса→интерстициальный материал полевошпатового состава. В базальтах полевошпатовые фенокристаллы почти всегда являются битовнитами (An_{70-90}). Только в сильно дифференцированных породах субщелочной серии – муджиеритах и трахитах – плагиоклаз более кислый; в основной массе присутствуют лейсты андезина An_{30-50} и анортоклаза, а в одном из трахитов фенокристаллы представлены даже олигоклазом An_{10-30} (рис. 91).

Интерстициальный материал присутствует почти во всех породах в виде неправильных частичек между зернами плагиоклаза, пироксена и оливина основной массы. Он представляет собой остаточную жидкость в охлаждающейся лаве и соответственно сильно варьирует по составу. В толеитовых породах интерстициальный материал обычно имеет состав полевого шпата, слабо обогащенного Na и K по сравнению с сосуществующим интерстициальным полевым шпатом. В одном образце толеитового базальта встречено высококремнистое интерстициальное стекло (SiO_2 75; Na_2O 1,3; K_2O 4,9%), а в другом – материал санидинового состава. Последняя порода интерпретируется как переходная к субщелочной. Интерстициальный материал субщелочных пород несколько богаче Na и K. В породах щелочной серии распространен богатый щелочами интерстициальный материал, не всегда имеющий стехиометрию полевого шпата; скорее, это вулканическое стекло.

Единственный окисел, присутствующий во всех изученных породах, – титаномагнетит. Он встречается в виде фенокристаллов и в основной массе. Ильменит отмечается преимущественно в основной массе толеитовых и субщелочных оливиновых базальтов (иногда в качестве ламеллей в титаномагнетите). Хромовая шпинель присутствует только в толеитовых базальтах; в субщелочных и нефелинитовых породах она образует включения в оливиновых фенокристаллах.

Состав титаномагнетита в отношении Fe и Ti не зависит от типа серии или породы; среднее содержание ульвошпинели (Fe_2TiO_4) в породах толеитовой серии варьирует от

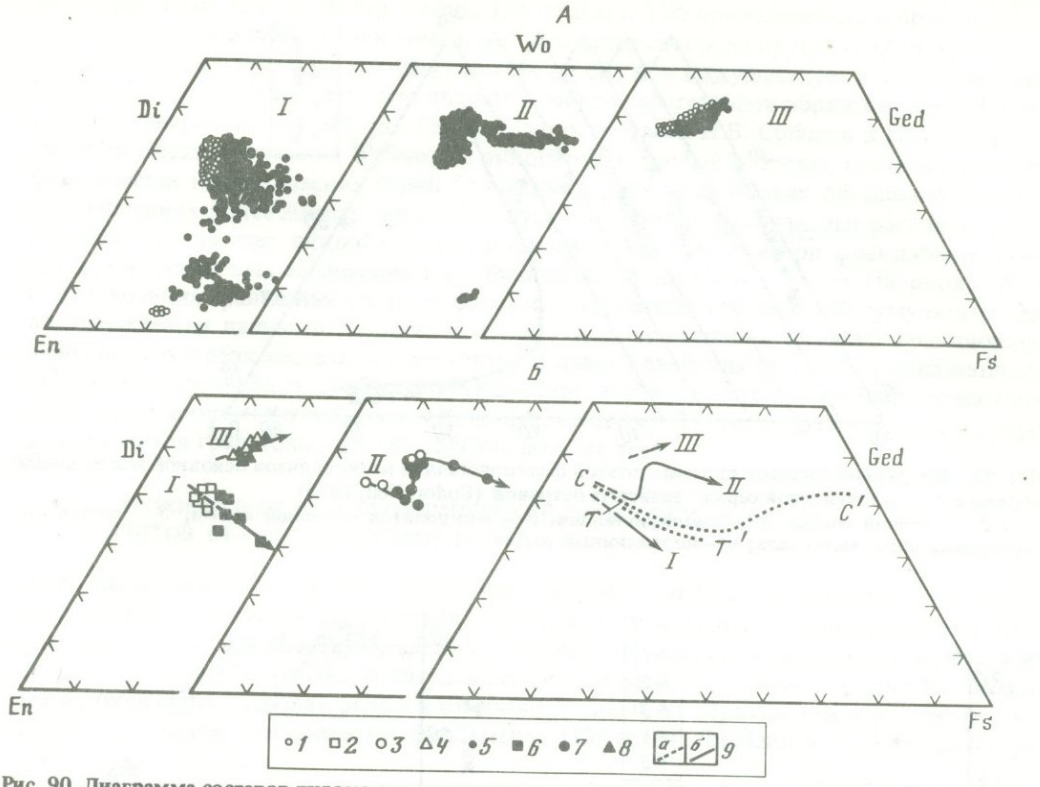


Рис. 90. Диаграмма составов пироксенов вулканических пород Гавайских островов (Fodor, Keil, 1979)

А – состав пироксенов пород толеитовой (*I*), субщелочной (*II*) и щелочной (*III*) серий; *Б* – средний состав клинопироксенов пород тех же серий; *1–4* – фенокристаллы; *5–8* – микролиты основной массы; *9* – тренды эволюции составов (*а* – фенокристаллов, *б* – микролитов основной массы); *C – C'* – тренд эволюции состава клинопироксенов пород Скергаардского интрузива; *T–T'* – то же, лав вулкана Тингмули, Исландия

68 до 71, в субщелочной – от 54 до 74 и в щелочной – от 55 до 71%. Содержания Mn и Al заметно различаются в породах толеитовой и щелочной серий (рис. 92). Эти два элемента подвергаются заметной сегрегации в процессе эволюции субщелочной магмы: количество алюминия в титаномагнетите уменьшается, а марганца – возрастает по мере перехода от базальтов к трахитам.

Зерна шпинели изменчивы по составу. По мере перехода от хромовой шпинели к титаномагнетиту содержания FeO, Cr_2O_3, Al_2O_3 и MgO уменьшаются, а TiO_2 – возрастает (рис. 93).

На примере Гавайской вулканической провинции хорошо видна зависимость состава минералов от химизма расплавов. Как следует из приведенных материалов, некоторые особенности состава минералов, например содержания Ca в пироксенах и полевых шпатах или Mn и Al в титаномагнетитах, являются диагностическими признаками, позволяющими различать породы разных серий. Большинство других элементов менее информативно, но их присутствие в минералах также обусловлено составом магмы.

Необходимо подчеркнуть еще одну важную особенность реального минералообразования в породах – довольно широкий спектр одноименных минералов, выделившихся в процессе кристаллизации одной и той же порции лавы (см. рис. 93). Это касается как состава одновременно выделившихся минералов, например фенокристаллов, так и продуктов последовательной кристаллизации в ряду фенокристалл → микрофенокристалл → основная масса → интерстициальный материал.

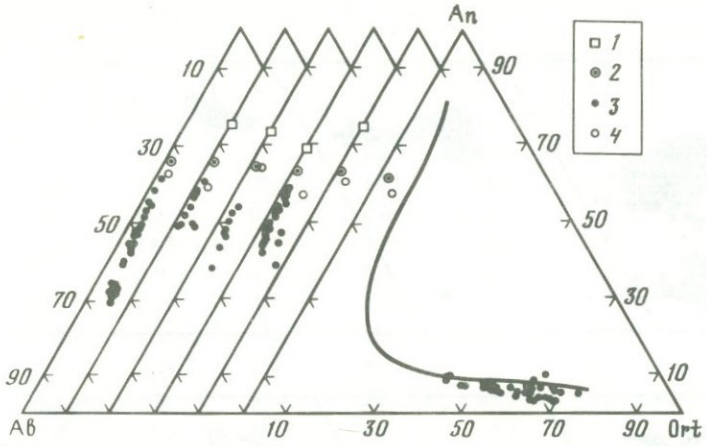


Рис. 91. Диаграммы составов полевых штатов фенокристаллов и микролитов основной массы шести образцов пород толеитовой серии Гавайских островов (Fodor, Keil, 1979)

1,2 – средний состав: *1* – фенокристаллов, *2* – микролитов основной массы; *3* – состав интерстициального материала; *4* – нормативный состав

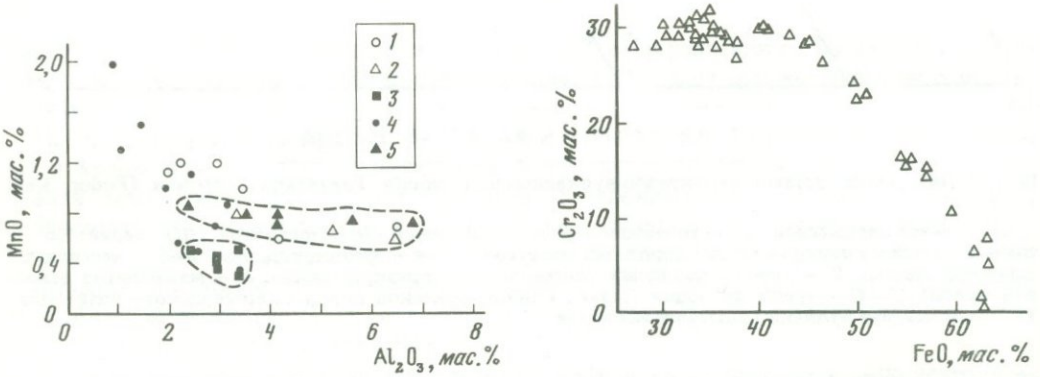


Рис. 92. Соотношение содержаний MnO и Al_2O_3 в титаномагнетитах из пород гавайской вулканической ассоциации (Fodor, Keil, 1979)

1,2 – фенокристаллы титаномагнетита из пород: *1* – субщелочной серии, *2* – щелочной серии; *3–5* – титаномагнетит из основной массы пород различных серий: *3* – толеитовой, *4* – субщелочной, *5* – щелочной

Рис. 93. Соотношение содержаний Cr_2O_3 и FeO в шпинелях из оливинового тефрита щелочной серии Гавайских островов (Fodor, Keil, 1979)

Ксенолиты глубинных пород. Они исключительно редки в породах толеитовой серии, где обычно присутствуют только родственные включения с кумулятивными структурами – дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, оливиновые габбро и нориты, троктолиты, анортозиты. В породах субщелочной серии это дуниты, верлиты, габбро и анортозиты также кумулятивного происхождения. Наиболее разнообразны ксенолиты в породах щелочной серии о-ва Оаху, изученные Джексоном и Райтом (Jackson, Wright, 1970). Они состоят главным образом из оливина, ортопироксена, клинопироксена и граната; в подчиненном количестве присутствуют шпинель, флогопит, коричневый амфибол и совсем редко полевой шпат. Выделяются три типа ксенолитов: 1) дуниты, обычно содержащие 1–4% шпинели; 2) лерцолиты, состоящие из 20% оливина, примерно равных количеств орто- и клинопироксена и 1–2% шпинели; 3) гранатовые вебстериты, гранатовые клинопироксениты и гранатовые лерцолиты. В последнем типе наиболее распространены ксеноли-

ты, содержащие 65% клинопироксена, 15% граната, 15% ортопироксена и приблизительно 5% оливина и шпинели. Они уникальны и не встречаются на других островах.

Относительно природы этих ксенолитов до сих пор не существует единства мнений. Согласно Джексону и Райту, они являются метаморфогенными образованиями, формирующими верхнюю мантию под Гавайскими островами. Н.В. Соболев и Н.Л. Добрецов склонны рассматривать их в качестве эклогитов. С другой стороны, исследование дифференциации магматических серий Гавайских островов в рамках обобщенных систем при давлениях более 20кбар свидетельствует о том, что нефелинитовые расплавы могли образоваться за счет пикробазальтов нормальной щелочности при фракционировании гранат-пироксеновых ассоциаций в глубинных магматических камерах (Шарков, 1983). С этих позиций гранатовые ультрамафиты могут являться глубинными кумулатами. Это подтверждается данными Хоффмана и Райта, исследовавшими характер фракционирования редких и редкоземельных элементов в лавах Гавайских островов и показавшими, что их дифференциация связана с фракционированием граната и клинопироксена (оливин и ортопироксен в этом плане малоинформативны). Таким образом, вопрос о природе ксенолитов гранатовых ультрамафитов пока не ясен.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗИТОВ ОКЕАНСКИХ ОСТРОВОВ

Как было показано выше, океанские острова сложены породами трех серий: нормальной щелочности (толеитовой), субщелочной и щелочной. Существенным отличием щелочных ассоциаций океанских островов от таковых континентов является их преимущественно натриевый и натриево-калиевый характер. Калиево-натриевые базальты на океанских островах редки и отмечаются главным образом там, где можно предположить наличие сиалического фундамента (Кергелен, Ян-Майнен, Тристан-да-Кунья, Гоф).

Толеитовые базальтовые серии океанских островов существенно отличаются от базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) повышенной калиевостью и характером распределения редких и редкоземельных элементов, близким к таковому в субщелочных породах. На петрохимических диаграммах, в частности на диаграмме SiO_2 – щелочи, они тяготеют к линии раздела толеитовых и субщелочных базальтов, что хорошо видно на примере Гавайской вулканической провинции (рис. 94). В целом они наиболее близки к "промежуточным" толеитам континентальных рифтовых областей (см. главу 9).

Субщелочные и особенно щелочные породы составляют небольшой объем общей массы пород океанских островов. Обычно они слагают верхние части вулканических построек, образуют жерловые тела эродированных вулканов, силлы и покровы в лавовых сериях, штоки, системы даек. В них установлены ксенолиты дунитов, перидотитов, пироксенитов (в том числе гранатовых), анортозитов, гранатовых ультрамафитов, габбро, горнблендитов, сиенитов и др. Привлекает внимание присутствие карбонатитов среди щелочных пород Канарских островов; в принципе здесь развит тот же комплекс пород, что и в континентальных рифтовых зонах, за исключением высококалиевых разновидностей.

Кислые породы островов, согласно Бейкеру (Baker et al., 1964), не несут следов влияния сиалических пород. Они имеют преимущественно комендитовый состав за исключением островов Терсейра, Гран-Канария (Атлантический океан) и Сокорро (Тихий океан), где преобладают пантеллериты. Ультращелочные кислые породы обычно образуют купола или лавовые потоки; пирокласты развиты слабее (исключением являются пантеллеритовые игнимбриты о-ва Гран-Канария). На островах, расположенных на гребнях хребтов, кислые щелочные породы отсутствуют; там наблюдаются разновидности умеренной или нормальной щелочности.

Важной особенностью магматизма океанских островов, согласно Чейзу (Chayes, 1963), является его бимодальный характер с подчиненным развитием пород промежу-

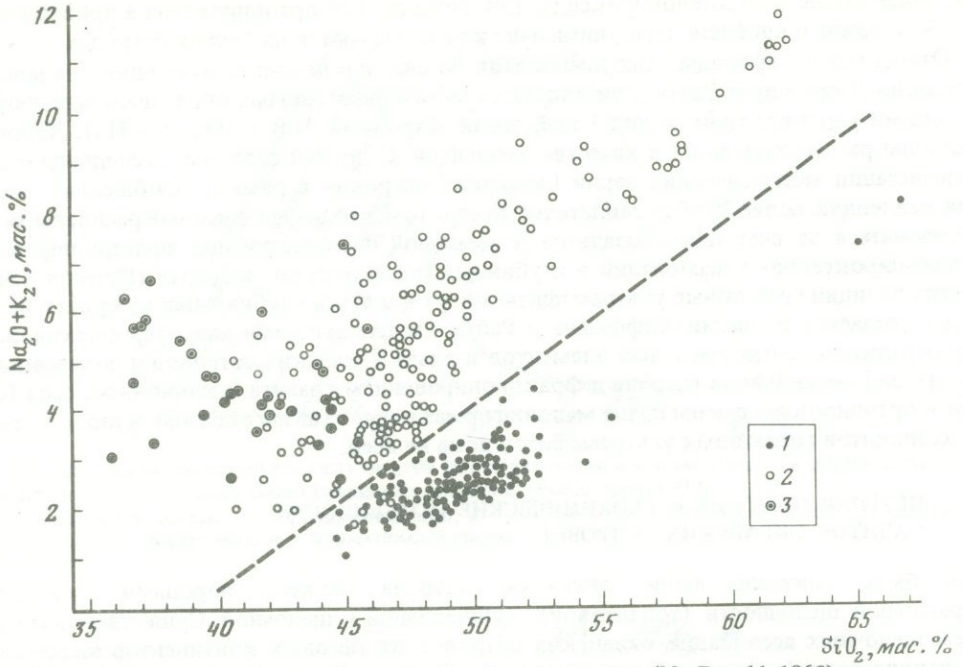


Рис. 94. Диаграмма составов базальтов Гавайских островов (MacDonald, 1968)
1–3 – базальты: *1* – толеитовой серии, *2* – субщелочной серии, *3* – щелочной серии

точного (среднего) состава. Эта особенность, наиболее характерная для базальт-трахитовых серий, получила название"разрыва Дэли", по имени исследователя, впервые обратившего внимание на ее существование. Это же было подтверждено В.Л. Барсуковым, Л.Н. Когарко и Б.П. Романчевым (1981) на примере субщелочных серий островов Гран-Канария, Св. Елены и Тристан-да-Кунья. Они показали ограниченную распространенность пород с промежуточными содержаниями SiO_2 (50–55%) – гавайитов, муджиеритов, бенмореитов – между анкарамитами и субщелочными оливиновыми базальтами, с одной стороны, и представителями фонолит-трахитового ряда – с другой.

На рис. 95 приведены гистограммы распределения кремнезема в породах надводных частей океанских островов. Характер гистограмм с центральным минимумом практически не меняется. Аналогичная картина получена и для распределения CaO, Na_2O и K_2O. Не менее четко существование минимума фиксируется по так называемому индексу дифференциации Тортона и Таттла – сумма нормативных Q, Ort, Ab, Lc, Ne. Использование этого индекса удобно в том отношении, что с его помощью могут сравниваться серии пород разной щелочности.

Проведенный Чейзом анализ показал, что бимодальное распределение характерно для всех рассмотренных серий от нормальных по щелочности до щелочных. Породы промежуточного состава между базальтами и конечными членами дифференциации – трахитами, риолитами и фонолитами – значительно менее распространены. Крайним выражением бимодальности являются рассмотренные выше контрастные серии Азорских островов.

Данные по геохимии вулканических комплексов океанских островов суммированы в работе Л.И. Зубатаревой с соавторами (1978). Согласно их данным, распределение РЗЭ в породах островов свидетельствует о повышении их содержания по мере увеличения щелочности пород. При этом абсолютные содержания РЗЭ в базальтах при переходе от одного острова к другому могут меняться в ощутимых пределах.

Содержание Eu уменьшается в ряду базальт–трахибазальт–трахиандезит–трахит (острова Гоф и Вознесения), что указывает на существенную роль фракционирования

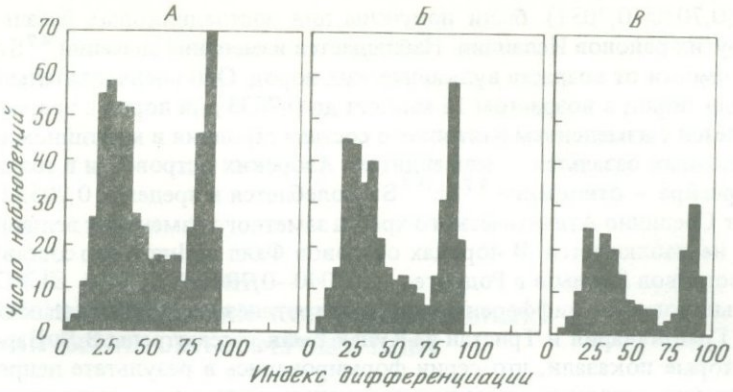


Рис. 95. Гистограмма распределения SiO_2 в вулканических породах океанских островов (Chayes, 1963)

А – вся совокупность пород; *Б* – породы с содержанием H_2O < 2%; *В* – породы с содержанием H_2O < 1%

плагиоклаза в эволюции таких серий. С другой стороны, в щелочных породах серии Гонолулу (Гавайские острова) не наблюдается европиевой аномалии, что свидетельствует о том, что эволюция этих пород происходила при давлении, превышающем пределы устойчивости плагиоклаза, т.е. в условиях верхней мантии.

При изучении петрохимических и геохимических особенностей пород океанских островов установлено следующее.

1. Накопление РЗЭ (о-в Исландия) в одном и том же типе пород по мере увеличения содержания калия. Для щелочной серии Гонолулу (о-в Оаху) подобной корреляции для легких РЗЭ, Th, P, Sr и Ba не наблюдается; возможно, это связано с тем, что калий здесь остается в остаточной фазе, например флогопите. Устанавливаемые в породах этой серии величины отношений K/Rb (323–518), K/Ba (9–22) и K/Sr (6–12), вероятно, свидетельствуют о том, что в мантийном источнике отсутствовал амфибол (Clague, Frey, 1982). В целом магмы серии Гонолулу обеднены тяжелыми РЗЭ и обогащены легкими РЗЭ, P, Th, Sr и Ba.

2. Накопление по мере увеличения общей щелочности пород Ta, Hf, Ba, Sr (острова Исландия, Канарские и Азорские) и уменьшение концентраций таких элементов, как Sc.

3. Наличие положительной корреляционной зависимости между Ni и Mg в базальтах Исландии, Островов Зеленого мыса, о-ва Маврикий, Гавайских островов. Такая же зависимость характерна и для пород щелочной серии Гонолулу.

4. Положительная корреляционная связь между Zr и Ti в базальтах Исландии и Гавайских островов.

5. Широкие вариации (73–1535) величины отношения K/Rb в толеитовых базальтах Исландии. В базальтах островов Индийского (Реюньон, Сен-Поль, Амстердам, Кергелен) и Тихого (Гавайи) океанов она составляет 316–830 и 500 соответственно. В щелочных породах Островов Зеленого Мыса, о-ва Маврикий и серии Гонолулу (Гавайи) величина K/Rb отношения колеблется соответственно в следующих пределах: 159–325, 166–686, 323–518.

Следует особо остановиться на данных по изотопии стронция. Изотопное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в толеитовых базальтах океанских островов колеблется от 0,7029 (Колбенсей) до 0,7053 (Самоа), что несколько превышает таковое в толеитовых базальтах срединных океаничесих хребтов (0,7020–0,7035).

Субщелочные базальты океанских островов по сравнению с толеитовыми базальтами характеризуются несколько повышенными (0,7030–0,7054) значениями отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$. В образцах базальтов Северной, Центральной и Южной Исландии установлены незначительные колебания (0,70317–0,70334) величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения. Близкие

величины (0,7030–0,7031) были получены для постледниковых базальтов п-ова Рейкьянес и других районов Исландии. Наблюдается изменение значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения в зависимости от возраста вулканических пород. Оно последовательно уменьшается от 0,7036 для пород с возрастом 15 млн.лет до 0,7033 для пород с возрастом 2 млн.лет, что связывается с изменением изотопного состава стронция в мантийном источнике.

В субщелочных базальтах – комендитах Азорских островов и в толеитовых базальтах о-ва Терсейра – отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ колеблется в пределах 0,70332–0,70354. При удалении от Срединно-Атлантического хребта заметного изменения величины изотопного отношения не наблюдается. В породах островов Фаял и Пико оно составляет 0,70347–0,70394, а островов Реюньон и Родригес – 0,7040–0,7046.

Некоторые вопросы дифференциации и петрогенезиса субщелочных серий островов Св. Елены, Гран-Канария и Тристан-да-Кунья были рассмотрены В.Л. Барсуковым и др. (1981), которые показали, что серии формировались в результате непрерывной химической эволюции исходных магм при постепенном снижении температуры. Породы серий являются комагматичными образованиями и составляют в совокупности единые генетические ряды.

При изучении термобарометрии включений в минералах-вкрапленниках было установлено (Барсуков и др., 1981), что эволюция исходных магм рассматриваемых островов происходила в промежуточных очагах на глубинах 10–20 км при понижении температур от 1300 до 900° С.

Исходные магмы содержали около 1–2% H_2O и 1–3% CO_2, причем на средних стадиях эволюции расплава, судя по появлению керсутита, содержание H_2O достигало 4%. На заключительных стадиях дифференциации расплавы обогащались летучими компонентами (F, Cl, S), в результате чего формировались содалитовые и гаюиновые фонолиты. Предполагается, что зарождение исходных магм происходило на глубинах порядка 80–100 км при давлении выше 25 кбар и температурах выше 1300° С.

Глава 6

БАЗИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ НА АКТИВНЫХ ГРАНИЦАХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И ОКЕАНИЧЕСКИХ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Характерной особенностью современных активных океанических и континентальных окраин является исключительно высокая интенсивность геодинамических процессов, проявляющаяся в образовании таких контрастных морфоструктур, как глубоководные желоба, островные дуги и высокогорные системы типа Кордильер, в высочайшем уровне сейсмической и вулканической активности, в крупнейших аномалиях гравитационного поля и теплового потока, в широком развитии пликативных и дизъюнктивных деформаций земной коры, в резко выраженных неоднородностях физических свойств и вещественного состава земной коры и верхней мантии.

Среди всего многообразия магматических пород зон перехода от океана к континенту мы, вслед за Куно, Нокколдс, Мияширо и Джоплин, выделяем пять главных магматических серий: толеитовую, известково-щелочную, шошонитовую (калиевую субщелочную), калиево-натриевую субщелочную и щелочную (K, Na и K-Na). При этом каждая серия характеризуется общими, присущими только ей чертами специфики минерального и химического состава, позволяющими делать вывод о генетическом родстве слагающих ее пород. Образования одной и той же магматической серии могут быть представлены как в эффузивном, так и в интрузивном вариантах. В настоящее время лучше всего изучены магматические серии базитов, характеристике которых и посвящена настоящая глава.

БАЗИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ АКТИВНЫХ ОКРАИН ОКЕАНОВ

Вряд ли будет преувеличением сказать, что познание главных особенностей эволюции магматизма и тектоники активных окраин океанов является совершенно необходимым условием для построения наиболее адекватной модели островодужного типа преобразования литосферы Земли. Действительно, практически повсеместно в Мировом океане современные островные дуги пространственно ассоциируют, с одной стороны, с глубоководными желобами, а с другой – с задуговыми морскими бассейнами, а их палеоаналоги нередко можно идентифицировать в составе континентальных окраинно- и внутриматериковых подвижных областей. В целом вся совокупность имеющихся на сегодняшний день геологических, петролого-геохимических и геофизических данных по зонам активного сопряжения океанических и континентальных плит со всей определенностью указывает на принципиальное единство тектонических процессов, обусловливающих возникновение окраинных морей, островных дуг и глубоководных желобов. Главным фактором здесь, по-видимому, выступает процесс субдукции по одной или нескольким эшелонированным и различно ориентированным поверхностям (зонам Беньофа) с вовлечением в механизм генерации магматических расплавов как кристаллического вещества погружающейся на мантийные глубины океанической плиты, так и входящего в ее состав осадочного материала.

БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ

Базитовый магматизм окраинных морей, как и других внутри- и периферийно-океанических морфоструктур дна океана, несет наиболее представительную информацию о глубинном строении соответствующих регионов, что позволяет в дальнейшем сопоставлять их друг с другом с целью установления глобальных петролого-геохимических закономерностей.

В настоящее время достаточно общепризнанным является подразделение окраинных морей на три типа, различающихся механизмом образования и, как следствие, тектоническими режимами и особенностями магматизма: 1) возникшие на погруженных окраинах материков с континентальным типом строения земной коры (Охотское, Японское); 2) сформированные при отчленении части океанического бассейна в результате образования в их тылу островодужных систем (Берингово); 3) возникшие в процессе задугового спрединга (Лау, Филиппинское).

Как показали исследования последних лет (Дмитриев, Цветков, 1983), базиты, слагающие дно окраинных морей, сформировавшихся на древней континентальной коре (так называемые энсиалические моря), как и в случае энсиалических островных дуг, рассматриваемых ниже, характеризуются комплексом признаков, свидетельствующих об их контаминации сиалическим материалом. Базитовый магматизм энсиматических окраинных морей, имеющих в основании литосферу с океаническим типом строения, либо ничем не отличается от магматизма сопряженных с ними океанических бассейнов (например, Берингово море), либо обладает рядом специфических черт, позволяющих рассматривать его в качестве переходного к островодужному (Филиппинское море).

Остановимся на характеристике базитового магматизма дна окраинных морей различного типа более подробно. В качестве объектов сравнения были выбраны Японское, Филиппинское моря, море Лау, имеющаяся петролого-геохимическая информация по которым характеризуется наибольшей полнотой.

Японское море. В последние годы опубликовано несколько монографий, посвященных результатам геофизических и геологических исследований в Японском море (Геология окраинных . . . , 1975; Основные черты . . . , 1978; Геология дальневосточной . . . , 1981). В настоящее время путем драгирования изучены все его подводные возвышенности за исключением хребтов, непосредственно прилегающих к о-ву Хонсю.

В результате интерпретации геофизических и геологических материалов была составлена геологическая карта дна Японского моря масштаба 1 : 2 500 000.

В геологическом строении дна Японского моря, изучавшемся в разное время Ю.С. Берсеневым, М.Т. Горовой, Ю.Б. Евлановым, Ю.С. Липкиным, К.И. Сиговой, В.Т. Съединым, Е.П. Тереховым, И.Б. Цоем, Е.П. Леликовым, С.А. Щекой, Н.А. Куренцовой и др., участвуют разнообразные по происхождению и возрасту горные породы, в том числе и аналогичные распространенным вдоль его берегов.

По данным В.Г. Сахно и Б.Н. Васильева (1974), базиты Японского моря по условиям залегания можно разделить на три группы (рис. 96). К первой группе отнесены основные породы, слагающие шельфовые зоны восточного и западного континентального обрамления, по существу, представляющие собой фрагменты продолжающихся в море наземных геологических структур. Ко второй группе отнесены базальтовые лавы и пирокластика, образующие возвышенности в западной и восточной частях Японского моря (Ямато, Богорова, Первенец, Пржевальского, Оки). В третью группу выделены базальты западных островов (Чукто, Уллындо и др.) и подводных вулканических гор в юго-западной и южной частях Японского моря.

Базиты первой группы наиболее представительны в пределах континентального шельфа и материкового склона Приморья, где они залегают в виде покровов, занимающих промежуточное положение между породами докайнозойского фундамента и среднемиоценовыми морскими отложениями. По петрографическим и петрохимическим особенностям среди них могут быть выделены два типа пород: 1) оливиновые, пироксен-оливиновые, пироксен-плагиоклазовые базальты и гиалобазальты; 2) плагиоклазовые и

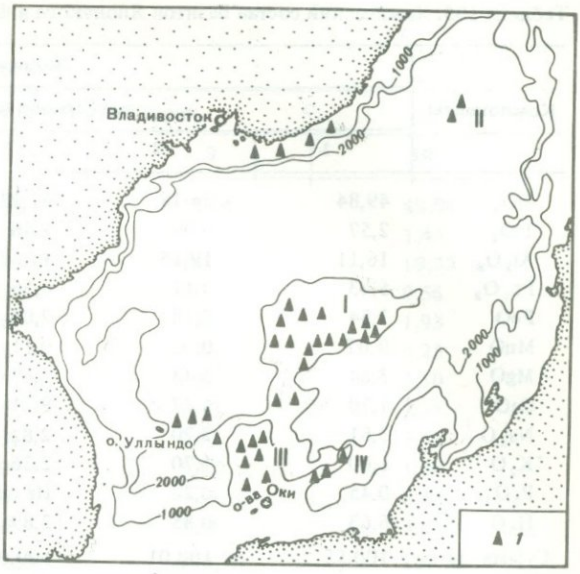


Рис. 96. Схема морфоструктурных элементов дна Японского моря (Геология дальневосточной..., 1981)

1 – станции драгирования; *I–IV* – возвышенности: *I* – Ямато, *II* – Богорова, *III* – Пржевальского, *IV* – Оки

пироксен-плагиоклазовые андезибазальты. Ниже приводится характеристика этих пород, драгированных в 10, 15 и 20 рейсах научно-исследовательского судна "Первенец" у побережья Южного Приморья (Геология окраинных..., 1975).

Базальты обладают порфировой структурой. Во вкрапленниках (2–3, реже до 15%) встречаются моноклинный пироксен, оливин и основной плагиоклаз, при этом наиболее часто наблюдается пироксен-плагиоклазовая ассоциация вкрапленников, а оливин относительно редок. Состав пироксена авгитовый; этот минерал, так же как и оливин, в большинстве случаев интенсивно замещен хлоритом и иддингситом. Плагиоклаз представлен двумя генерациями, различающимися формой, размерами зерен и составом. Крупные вкрапленники I генерации обычно более основные (An_{60-70}) и интенсивнее резорбированы, чем вкрапленники II генерации (An_{50-65}). Степень раскристаллизации основной массы колеблется в широких пределах. Обычно она состоит из бурого, темно-бурого, слабо хлоритизированного стекла (10–40%) и мелких, сильно вытянутых лейст плагиоклаза (андезин-лабрадора). В интерстициях между последними расположены мелкие зерна клинопироксена и рудного минерала, в ряде случаев почти полностью вытесняющие стекло. Структура основной массы интерсентальная, реже долеритовая сферолитовая. Многочисленные миндалины в породах выполнены цеолит-хлоритовым агрегатом, в котором кальцит или отсутствует, или имеет подчиненное значение. В отличие от базальтов андезибазальтовые лавы наряду с авгитом и плагиоклазом содержат вкрапленники ромбического пироксена (гиперстена?); плагиоклаз в них несколько более кислый (An_{45-60}) и в количественном отношении преобладает.

Химические составы базитов континентального склона Южного Приморья приведены в табл. 105. По своим характеристикам базальты резко отличны от MORB в первую очередь более высокими содержаниями щелочей и кремнезема. Они, по-видимому, представляют собой так называемые сиалические базальты, которые, по данным С.А. Щеки и Н.А. Куренцовой, характерны для зоны быстрого выклинивания континентальной коры в сторону внутренних частей Японского моря и характеризуются следующими типоморфными петрохимическими признаками (SiO_2 52–54%; TiO_2 1,2–1,4%; $K_2O > 0{,}4\%$). Крайними дифференциатами таких базальтов С.А. Щека и Н.А. Куренцова считают трахибазальтовые породы, содержащие свыше 4% K_2O, что сближает их с породами шошонитовых серий. Андезибазальты сравнительно с базальтами обладают более высокими содержаниями SiO_2 и Fe_2O_3 (соответственно 51,90; 7,17 и 49,84–51,90; 3,68–5,43%) и несколько пониженными содержаниями TiO_2, CaO и Na_2O (соответственно 0,99; 6,77; 2,70 и 1,38–2,57; 7,70–9,11; 3,00–3,81%). В целом специфика химизма рассмотренных базитов дает основание относить их к известково-щелочной магматической серии. Результаты K-Ar датирования – 44,41 и 52 млн лет соответственно – наряду с особенностями вещественного состава позволяют сопоставлять базальты и андезибазальты подводного склона Южного Приморья с близкими к ним по возрасту магматическими образованиями Сихотэ-Алиня.

Базиты второй из выделенных групп слагают подводные возвышенности в западной и

Таблица 105. Химический состав базитов Японского и Филиппинского окраинных морей

Компоненты	Японское море				
	известково-щелочная серия				
	1	2	3	4	5
SiO_2	49,84	54,78	51,23	51,27	52,73
TiO_2	2,57	0,99	1,46	1,66	1,32
Al_2O_3	16,11	19,15	17,67	18,19	18,12
Fe_2O_3	5,43	7,17	6,56	8,30	5,44
FeO	2,84	2,18	2,00	2,47	3,59
MnO	0,07	0,07	0,11	0,10	0,12
MgO	3,84	3,43	3,67	2,89	3,89
CaO	7,70	6,77	9,23	6,32	7,77
Na_2O	3,81	2,70	2,82	4,34	3,65
K_2O	1,00	1,70	2,36	1,98	1,05
P_2O_5	0,45	0,22	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H_2O	6,63	0,85	2,89	2,48	2,40
Сумма	100,55	100,01	100,00*	100,00*	100,00*
Co	55,5		38,5	39	49
Ni	160		71,5	38	27
Cr	85		78,0	29	25
V	160		130,0	122,2	110
Cu	78		81,0	43,1	36,5

* Сумма приведена к 100% путем добавления недостающего до 100% количества H_2O.

1,2 – базиты первой группы: 1 – базальт континентального склона Южного Приморья (Съедин, Леликов, 1979), 2 – андезибазальт, там же; 3–5 – базиты второй группы (Сахно, Васильев, 1974): 3 – среднее для базальта хр. Богорова, 4 – среднее для базальта подводной возвышенности к западу от поднятия Ямато, 5 – среднее для пироксенового базальта Северного хребта возвышенности Ямато;

восточной частях Японского моря, включая возвышенности Ямато, Пржевальского, Оки и ряд вулканических хребтов и построек, расположенных в южных частях Центральной Глубоководной и Цусимской котловин. Наиболее детально исследованы породы возвышенности Ямато.

По данным В.Т. Съедина и Е.П. Леликова (1979), базальты, андезибазальты и их туфы широко развиты в юго-восточной части Северного и на значительной площади Южного хребтов, в совокупности образующих возвышенность Ямато. Базальты представлены в основном пироксеновыми, редко пироксен-оливиновыми разновидностями с гиалопилитовой основной массой. Наряду с покровами базальтов в южной части Северного хребта имеются конусовидные вулканические постройки, в строении которых участвуют долериты и габбро-долериты.

Базальты и андезибазальты обоих хребтов возвышенности Ямато характеризуются более или менее сходными вещественным составом и структурно-текстурными особенностями. Породы имеют, как правило, порфировую структуру; количество вкрапленников изменяется в пределах 5–15%. Содержание стекла в основной массе варьирует от 5–10 до 60–65%. Породы с предельным содержанием стекла соответствуют гиалобазальтам. В гиалобазальтах иногда встречаются обломки габбро-диоритов, состоящих из пироксена и основного–среднего плагиоклаза. Вторичные изменения в базальтах выражены иддингситизацией оливина в оливинсодержащих разновидностях и хлоритизацией пироксена вкрапленников и основной массы. Долериты и габбро-долериты представлены темно-серыми микрокристаллическими породами с порфировой, как и в базальтах, структурой. Во вкрапленниках присутствуют крупные идиоморфные зерна

Японское море				
субщелочная базальтовая серия				
6	7	8	9	10
43,42	44,42	44,68	48,44	48,96
2,96	2,01	3,40	1,65	1,45
17,92	14,00	18,46	18,20	19,33
5,00	3,76	3,45	5,32	9,56
5,72	7,44	7,86	3,46	1,93
0,15	0,17	0,18	0,15	0,25
4,06	11,09	5,00	6,55	2,50
9,38	10,49	8,68	9,80	9,24
3,25	2,72	3,09	2,72	3,54
2,39	0,80	3,00	1,42	1,00
Не опр.	Не опр.	0,66	0,35	0,42
5,75	3,10	3,80	2,24	3,83
100,00*	100,00*	100,22	100,30	100,33
110	110			
250	250			
370	370			
250	250			
95,5	95,5			

6–10 – базиты третьей группы: 6 – среднее для субщелочного оливинового базальта, о-в Уллындо (Сахно, Васильев, 1974), 7 – то же, о-в Чукто, 8–10 – субщелочные базиты подводных гор в юго-западной части Японского моря (Съедин, Леликов, 1979): 8 – субщелочной пироксен-оливиновый базальт (обр. 936–1А), 9 – субщелочной лейкобазальт (обр. 1226), 10 – субщелочной долерит (обр. 947).

ортопироксена и плагиоклаза (An_{70-75}). Основная масса характеризуется долеритовой структурой и состоит из беспорядочно ориентированных лейст плагиоклаза (An_{55-65}) и зерен ортопироксена. Радиологические датировки пород Северного (23–46 млн.лет) и Южного (19–34 млн.лет) хребтов K-Ar методом свидетельствуют об эоцен-миоценовом возрасте базитов поднятия Ямато.

Близкие по петрографическим особенностям, но несколько более молодые (17,9 млн. лет) базальты известны и на хр. Богорова. Колебания значений возраста позволяют предполагать многократность излияний базальтовой магмы в пределах этих возвышенностей и эволюционную направленность магматизма от наиболее древних (46 млн. лет) оливин-базальтовых разностей к молодым (19–23 млн. лет) андезибазальтовым и андезитовым лавам (Сахно, Васильев, 1974).

Особенности химизма базитов второй группы (см. табл. 105) свидетельствуют об их принадлежности преимущественно к известково-щелочной магматической серии. Для всех пород, слагающих возвышенности на дне Японского моря, характерно равномерное повышение содержания SiO_2 и суммы щелочей по мере снижения роли мафических компонентов. В отличие от среднего базальта породы возвышенностей Ямато, Богорова, Пржевальского, Оки характеризуются повышенными содержаниями глинозема и кальция, а также преобладанием окисного железа над закисным и натрия над калием. Аномально пониженные содержания MgO в некоторых базальтах, вероятнее всего, объясняются влиянием наложенных процессов. В целом основные вулканические породы подводных возвышенностей Японского моря по петрографическим и петрохимическим особенностям представляют собой непрерывный ряд связанных постепенными

Таблица 105 (окончание)

Компоненты	Филиппинское море						
	11	12	13	14	15	16	17
SiO_2	46,73	45,85	47,84	49,3	48,62	49,52	49,70
TiO_2	1,13	1,15	1,43	1,40	3,29	1,49	0,75
Al_2O_3	17,21	16,28	17,65	15,53	14,14	14,76	17,28
Fe_2O_3	5,42	4,13	7,01	4,72	6,34	10,39	3,64
FeO	4,01	7,04	4,20	6,22	6,87		7,02
MnO	0,15	0,24	0,20	0,16	0,20		0,18
MgO	7,68	8,94	4,64	6,58	5,05	7,71	6,35
CaO	12,12	11,04	12,07	10,85	8,35	11,81	11,52
Na_2O	2,70	1,83	1,80	2,73	3,66	2,46	1,97
K_2O	0,24	0,25	0,43	0,31	0,62	0,19	0,24
H_2O^-	0,61	0,32	1,51	0,76	0,77		
H_2O^+	1,47	2,30	0,90	0,60	1,43	1,24	
P_2O_5	0,10	0,11	0,30	0,19	0,42	0,15	0,12
CO_2	0,53	0,45		0,32	0,23		
S	0,04	0,08		0,03	0,26		
F	0,03	0,02			0,05		
Cl	–	–		–	0,07		
BaO	0,011	0,004	0,07	0,11	0,014		
SrO	0,020	0,011	0,03	0,04	0,030		
Cr_2O_3	0,08	0,07	0,03	0,04	0,02		
V_2O_5	0,04	0,05	0,03	0,03	0,06		
Сумма	100,32	100,17	100,08	99,81	100,19	99,72	98,72
FeO′(FeO′+MgO)	0,54	0,55	0,69	0,61	0,71	0,60	0,62
$Al_2O_3/(Fe_2O_3+FeO+MgO)$	1,01	0,81	1,11	0,89	0,77	0,82	1,01
$K_2O/(K_2O+Na_2O)$	0,08	0,12	0,19	0,10	0,16	0,07	0,11

11, 12 – афировые базальты: 11 – высокоглиноземистый (обр. 54-9-1-44), 12 – нормальный (среднее из 2 ан., обр. 291-5-2-67, 293-18-1-44); 13–15 – плагиофировые базальты: 13 – высокоглиноземистый (лейкобазальт, обр.1398), 14 – нормальный (среднее из 3 ан., обр.1398/ДЦ-11, ДТ-6, ДТ-11), 15 – высокожелезистый (среднее из 3 ан., обр. 292-40-1-119, 292-41-4-89, 292-43-283); 16 – базальт Восточно-Тихоокеанского поднятия (среднее из 16 ан., Богатиков, Дмитриев, 1984); 17 – среднее для толеитового базальта островных дуг (Лутц, 1980).

Примечание. Ан. 11–15 выполнены по материалам Ю.И. Дмитриева в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, аналитик Ю.В. Долинина.

переходами образований известково-щелочной и отчасти калиево-натриевой субщелочной базальтовой магматических серий (рис. 97).

В восточной и юго-восточной частях Японского моря при драгировании возвышенностей Южный Ямато, Мусаси, Хакусан, Оки и некоторых других установлена вулканогенно-осадочная толща олигоцен-миоценового возраста. Толща сложена разнообразными по составу туфами и лавами от базальтов до риолитов при преобладании андезитов и дацитов. Радиологический возраст базальтов 24–27 млн. лет. Японские геологи сопоставляют этот комплекс с олигоцен-миоценовым комплексом "зеленых туфов", широко распространенным на островах Хонсю, Кюсю, Хоккайдо. Смещение изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в сторону повышенных значений (до 0,7073) для некоторой части базальтов дна Японского моря, прилегающего к о-ву Хонсю, по мнению Озимы, указывает на контаминированность исходных магматических расплавов веществом древней сиалической коры в основании Японской островной дуги и ее континентального склона.

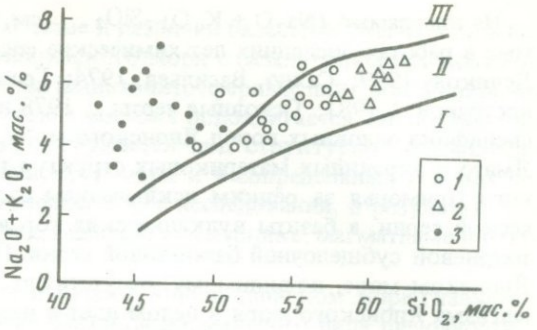


Рис. 97. Диаграмма SiO_2 –(Na_2O + K_2O) для базитов дна Японского моря (Съедин, Леликов, 1979)

1 – базальты, возвышенность Ямато; *2* – андезибазальты и андезиты, там же; *3* – субщелочные оливиновые базальты подводных гор в южной части Японского моря; поля составов серий: *I* – толеитовой, *II* – известково-щелочной, *III* – калиево-натриевой субщелочной базальтовой

В третью группу базитов дна Японского моря, как было указано выше, входят породы, слагающие подводные вулканы и вулканические острова в его юго-западной и южной частях. По данным Ю.Б. Евланова, подводные вулканы на юге Японского моря сложены неогеновыми образованиями субщелочного ряда – субщелочными оливиновыми базальтами, трахибазальтами и трахитами. Подошва вулканических построек в глубоководных котловинах и во впадинах, как правило, лежит непосредственно на "базальтовом слое" коры; лишь на возвышенности Габасс, расположенной в западной части Центральной Глубоководной котловины, базальты залегают на биотитовых гранитах позднемелового возраста. Со склонов некоторых вулканов, кроме базальтов, подняты кварцевые порфиры, риолитовые туфы, а также граниты, гранодиориты и диориты, которые, по мнению И.Н. Берсенева с соавторами, вынесены из глубины при вулканических извержениях (Геология дальневосточной..., 1981). Склоны всех подводных вулканов на ряде участков перекрыты среднемиоценовыми и более молодыми неогеновыми отложениями, содержащими гальки и обломки базальтов. На этом основании, а также по данным K-Ar метода, возраст базальтов определяется как палеоген-раннемиоценовый. Базальты отдельных вулканов (Глебова, Кольцо, Мацу) имеют возраст 3,5–4,0 млн. лет, что соответствует плиоцену. В единичных случаях на островах Уллындо и Токто вулканическая деятельность возобновлялась и в более позднее время, вплоть до исторического. Не исключено, что подобные вулканы есть и в других частях Японского моря.

В петрографическом отношении основные породы подводных вулканов и вулканических островов представлены массивными и пористыми оливин-пироксеновыми субщелочными базальтами, субщелочными лейкобазальтами и трахибазальтами. Первые представляют собой порфировые породы, сложенные на 80–85% вкрапленниками плагиоклаза (An_{55-60}), клинопироксена и оливина (3–4%). Поры в породе выполнены хлоритом и цеолитом. Основная масса образована мелкими лейстами плагиоклаза, зернами пироксена и рудного минерала, погруженными в хлоритизированное стекло. Субщелочные лейкобазальты – порфировые породы с гиалопилитовой структурой основной массы. Вкрапленники составляют примерно 20% объема породы и представлены лейстами и таблитчатыми зернами плагиоклаза (An_{60-62}) в хлоритизированной стекловатой матрице. Трахибазальты характеризуются наличием во вкрапленниках, помимо плагиоклаза (олигоклаз-альбит) и клинопироксена (эгирин-авгит), калиевого полевого шпата. В основной массе с трахитоидной структурой содержатся лейсты и микролиты олигоклаз-альбита, мелкие зерна пироксена и магнетита.

Химические составы основных пород третьей группы, как и двух предыдущих, приведены в табл. 105. Привлекают внимание высокие содержания TiO_2 (1,45–3,40%), K_2O (0,70–3,09%), Na_2O (2,50–3,54%), $Na_2O + K_2O$ (3,20–6,36%), а также высокие концентрации Co, Ni и Cr, составляющие соответственно 110, 250 и 370 г/т. Все эти особенности указывают на соответствие базитов подводных вулканов и вулканических островов юга Японского моря калиево-натриевой субщелочной базальтовой магматической серии.

На диаграмме $(Na_2O + K_2O)$–SiO_2 (см. рис. 97), куда были нанесены все приводимые в работах последних лет химические составы базитов дна Японского моря (Съедин, Леликов, 1979; Сахно, Васильев, 1974; Геология окраинных..., 1975; Геология дальневосточной..., 1981; Основные черты..., 1978 и др.), отчетливо выявляется формационная специфика основных пород Японского моря. Так, базиты вулканических поднятий типа Ямато и окраинных материковых структур типа структур континентального склона Южного Приморья за редким исключением соответствуют известково-щелочной магматической серии, а базиты вулканических гор в южной части Японского моря – калиево-натриевой субщелочной базальтовой серии. Породы толеитовой и шошонитовой серий в Японском море, по-видимому, отсутствуют. Таким образом, эволюция базитового магматизма Японского моря в целом идет в направлении возрастания щелочности магм. По данным японских геологов, субщелочные оливиновые базальты южной и юго-западной частей Японского моря являются конечными членами ряда пород от малоглубинных базальтов толеитовой провинции восточной части Японских островов к более глубинным субщелочным базитам субщелочной провинции их западной части. Возможно, это отражает закономерное погружение уровней магмогенерации от Тихого океана к Азиатскому континенту. Широкое развитие субщелочных оливиновых базальтов, наряду с другими данными, в частности увеличением до 16 км мощности океанической коры во впадинах и наличием подводных возвышенностей с корой "субконтинентального" типа, – характерные черты геологического строения дна Японского моря, существенно отличающие его от строения дна северо-западной части Тихого океана. По мнению И.И. Берсенева (Геология дальневосточной ..., 1981), образование Японского моря связано с континентальными рифтогенными процессами и последующим спредингом морского дна. Сенондатские и палеоцен-эоценовые движения на суше, вызвавшие образование надвигов в Японии и Приморье, считаются сопоставимыми с развитием рифтов Японского моря. Тем самым Японскому морю приписывается ряд общих черт с Филиппинским морем. В то же время, по-видимому, нельзя отрицать наличия значительных вертикальных перемещений блоков литосферы, приведших, в частности, к значительному утолщению земной коры в пределах возвышенности Ямато. Высказывается предположение (Геология дальневосточной ..., 1981), что погружение блоков с первоначально континентальным строением коры на глубину 1–2 км и более могло быть обусловлено увеличением их средней плотности за счет внедрения больших объемов базальтовой магмы.

Филиппинское море и море Лау. Окраинные моря с базальтовым фундаментом (эксиматические) возникают на активных окраинах океана либо в результате раздвига и интенсивного базальтового магматизма в тылу береговых кордильер на континентальных окраинах, либо при изоляции части океанической литосферной плиты в результате формирования внутриокеанической островной дуги. Краевые моря с активным базальтовым магматизмом характеризуются разуплотненной мантией, высокими значениями теплового потока, геодинамическим режимом растяжения коры, т.е. условиями, которые наблюдаются в магмоактивных зонах срединно-океанических хребтов. Это, естественно, ставит вопрос о степени сходства базальтовых ассоциаций океана и краевых морей. Существует две точки зрения на эту проблему, которые можно проиллюстрировать материалами изучения базальтового магматизма Филиппинского моря и бассейна Лау в Тихом океане.

Согласно одной точке зрения (Hussong, Uyeda, 1981), базальтовые ассоциации Филиппинского моря характеризуются присутствием в их составе пород с признаками сходства с базальтами островных дуг (обогащенность летучими компонентами и пониженное содержание титана). Сторонники другой точки зрения считают, что базальты Филиппинского моря по составу полностью аналогичны базальтам срединно-океанических хребтов. В отношении базальтов бассейна Лау, с одной стороны, утверждается, что они имеют характер, переходный от абиссальных толеитов к островодужным за счет обогащенности крупноионными литофильными элементами и повышенных значений отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Gill, 1976), а с другой – что они ничем не отличаются от базальтов срединно-океанических хребтов (Hawkins, 1976).

Попытаемся внести ясность в вопрос о сходстве и различии базальтов океана и окраинных морей путем сравнения базальтов Филиппинского моря с базальтами ложа и островных дуг Тихого океана. С позиций теории тектоники литосферных плит под Филиппинское море в зоне Марианской островной дуги с востока пододвигается Тихоокеанская плита, которая на западе, в свою очередь, погружается под структурное обрамление Азиатского материка. В акватории Филиппинского моря и в сопредельных районах неоднократно проводились геологические и геофизические исследования, в результате которых были значительно детализированы представления о тектонике, магматизме и истории этого региона.

Как показало глубоководное бурение и драгировки, в Филиппинском море главным образом развиты афировые и плагиофировые базальты нормального ряда щелочности. Афировые базальты преобладают, но не столь отчетливо, как в ассоциациях базальтов срединно-океанических хребтов (Восточно-Тихоокеанское поднятие). Афировые базальты слагают выровненные участки ложа Филиппинского моря, плагиофировые – возвышенности морского дна. Афировые базальты состоят из плагиоклаза An_{73-68} (30–60%), моноклинного пироксена $Wo_{34-40}En_{35-28}Fs_{23-32}$ (35–65%), оливина Fa_{22} (0–2%), титаномагнетита с 23% TiO_2 (2–5%), стекловатого мезостазиса (до 10%). Афировые базальты Филиппинского моря отличаются от своих океанических аналогов бо́льшими содержаниями плагиоклаза, его более кальциевым составом, а также значительно лучшей раскристаллизованностью. Плагиофировые базальты содержат 5–10% вкрапленников плагиоклаза An_{85-76} и 30–55% плагиоклаза An_{65-55} в составе основной массы породы. Моноклинный пироксен представлен авгитом $Wo_{43-35}En_{47-29} \cdot Fs_{16-33}$ (до 65%); оливин отсутствует. Рудный минерал (титаномагнетит с 20–23% TiO_2) содержится в количестве 5–15%. Содержание стекловатого мезостазиса 10–40%.

По особенностям химического состава афировые и плагиофировые базальты Филиппинского моря подразделяются на нормальные (доминирующий тип), высокоглиноземистые ($Al_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO + MgO) \geqslant 1$) и высокожелезистые (ферробазальты) с содержанием суммарного железа в виде FeO более 12% (см. табл. 105). Высокоглиноземистые базальты изученных океанических морфоструктур, в том числе морфоструктур Филиппинского моря, относятся к числу наименее дифференцированных пород с наименьшими значениями коэффициента фракционирования. В ходе эволюции океанических базальтовых магм происходит устойчивое снижение абсолютного и относительного содержания Al_2O_3. С точки зрения проявления этой общей тенденции базальты Филиппинского моря не отличаются от базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия, Галапагосского центра раздвижения, трансформного разлома Сикейрос и рифта Красного моря. В то же время данные химических анализов указывают на повышенную роль Al_2O_3 в базальтовых породах окраинного моря. Эта особенность сближает базальты Филиппинского моря с базальтами островных дуг. Сходство с высокоглиноземистыми базальтами островных дуг особенно велико у плагиофировых высокоглиноземистых базальтов Филиппинского моря, которые характеризуются сочетанием относительно высокого содержания Al_2O_3 и высокой железистости, что резко отличает их от примитивных высокоглиноземистых базальтов океанических морфоструктур. Базальты Филиппинского моря отчетливо отличаются от всех толеитовых океанических базальтов более высокими абсолютными содержаниями K_2O и повышенной ролью калия в группе щелочей. По этим параметрам базальты Филиппинского моря приближаются к толеитовым базальтам островных дуг и океанских островов. Близки к базальтам островных дуг и островов они также по содержаниям SrO и BaO.

Изложение данных о петрохимических особенностях базальтов Филиппинского моря можно завершить следующим общим выводом: базальты Филиппинского моря отличаются от базальтов морфоструктур океанического ложа широким распространением плагиофировых разностей, относительной обогащенностью Al, K, Sr при пониженных содержаниях V и частично Ti. Повышенное содержание глинозема и несколько пониженное содержание титана сближает базальты Филиппинского моря с толеитовыми базальтами островных дуг. Другие отмеченные особенности свойственны толеитовым базаль-

там как островных дуг, так и океанских островов. Петрохимическая и геохимическая специфика базальтов Филиппинского моря позволяет заключить, что среднему недифференцированному базальту Филиппинского моря, а соответственно и родоначальной магме этих базальтов были свойственны некоторые черты сходства (обогащенность алюминием, намечающийся дефицит титана) с толеитовыми базальтами островных дуг. При эволюции исходных расплавов базальтов окраинного моря в них проявлялись и усиливались черты, присущие базальтам океанских островов (повышалась концентрация TiO_2, щелочей, Sr).

Сопоставление базальтовых ассоциаций окраинных морей и морфоструктур океана показывает, что специфика базальтового магматизма окраинных морей заключается в том, что здесь наряду с базальтами, неотличимыми от базальтов срединно-океанических хребтов и других морфоструктур океана, встречаются базальты, по ряду признаков сходные с базальтами островных дуг, которые в океане отсутствуют.

Субщелочные базальты занимают подчиненное положение среди магматических пород ложа Филиппинского моря. В скв. 294 (к югу от возвышенности Бородино) они представлены афировыми породами с интерсертальной структурой, состоящими из плагиоклаза An_{65} (50%), ортоклаза, титанавгита (10%), титаномагнетита и ильменита (7%), стекловатого мезостазиса (35%). Химический состав таких базальтов (обр. 294-7-1-110) следующий (в мас. %, аналитик Ю.В. Долинина): SiO_2 45,9; TiO_2 2,35; Al_2O_3 17,59; Fe_2O_3 5,52; FeO 2,72; MnO 0,11; MgO 2,71; CaO 12,27; Na_2O 3,48; K_2O 2,80; H_2O^- 0,36; H_2O^+ 1,22; P_2O_5 0,00; CO_2 0,20; S 0,08; F 0,07; Cl 0,06; BaO 0,039; SrO 0,040; LiO 0,0039; Cr_2O_3 0,02; V_2O_5 0,05; сумма 100,38.

Габброиды, слагающие более глубокие части коры Филиппинского моря, были встречены в керне скв. 293 в северо-западной части Филиппинской котловины. Они представлены габбро-долеритами, состоящими из плагиоклаза An_{62-56} (45–60%), моноклинного пироксена (авгит) состава $Wo_{42-46}En_{38-36}Fs_{19-20}$ (40–45%), ильменита (до 2%), и кварцевыми норитами, состоящими из плагиоклаза An_{52} (60%), ромбического пироксена, бронзита (30%), ильменита (6%), кварца (2%). Структура габброидов офитовая и габбро-офитовая. Породы имеют следующий химический состав (в мас. %): SiO_2 47,63; 50,98, TiO_2 0,46; 0,49; Al_2O_3 17,48; 14,75; Fe_2O_3 2,83; 1,27; FeO 4,28; 5,77; MnO 0,18; 0,16; MgO 10,02; 12,51; CaO 13,00; 11,00; Na_2O 1,71; 1,71; K_2O 0,24; 0,12; H_2O^+ 1,71; 1,04; P_2O_5 0,048; 0,04; CO_2 0,53; 0,09; S 0,08; 0,31; F 0,02; 0,02; Cl сл.; 0,05; BaO 0,011; 0,005; SrO 0,007; 0,006; Li_2O_3 0,0008; 0,0007; Cr_2O_3 0,04; 0,07; V_2O_5 0,01; 0,04; сумма 100,27; 100,41 (коллекция Ю.И. Дмитриева).

В ряду дифференциатов толеитовой базальтовой магмы Филиппинского моря габбро-долериты и кварцевые нориты обладают наибольшей основностью; по своему химизму они не имеют прямых аналогов среди базальтов этого региона и, следовательно, не являются их интрузивной, плутонической фацией.

Суммируя изложенный выше материал по базитовому магматизму энсиалических и энсиматических окраинных морей, можно констатировать значительно большее разнообразие в первых петрографических видов изверженных пород, чем во вторых. В энсиалических морях широко распространены "сиалические толеиты", обладающие рядом геохимических признаков, указывающих на контаминацию исходных мантийных расплавов веществом "гранитно-метаморфического слоя" континентальной земной коры. Для них характерны известково-щелочные и субщелочные магматические серии при практически полном отсутствии толеитовых и шошонитовых серий. В то же время базальтовый магматизм энсиматических окраинных морей или ничем не отличается от магматизма срединно-океанических хребтов, или характеризуется "островодужной тенденцией развития", при которой происходит сближение петролого-геохимических параметров базитов окраинных морей и инициальных толеитовых базальтов сопряженных с ними островных дуг. Характерны для энсиматических морей толеитовые и калиево-натриевые субщелочные базальтовые серии при полном отсутствии известково-щелочных и шошонитовых серий. Таким образом, только калиево-натриевая субщелочная базальтовая серия типоморфна для морей общего типа.

БАЗАЛЬТЫ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ

Согласно мобилистским и фиксистским взглядам относительно условий и характера магматизма на активных окраинах океанов, базальты, развитые на внешней, океанической стороне глубоководных желобов, являются типичными толеитовыми океаническими базальтами, не отличающимися от излившихся в сводовых зонах срединно-океанических хребтов. В рамках концепции тектоники литосферных плит глубоководные желоба рассматриваются в качестве амагматичных морфоструктур, трассирующих зону погружения преимущественно базальтовых холодных океанических литосферных плит под островные дуги или края континентов.

Известно, что геодинамическая обстановка проявления магматизма накладывает отпечаток на характер образующихся ассоциаций магматических пород. Глубоководные желоба представляют собой структурно-морфологические виды, в которых типичные для океанических регионов режимы растяжения сменяются режимами деструктивных границ литосферных плит, где значительную роль играют напряжения сжатия. Это позволяло предположить, что в случае проявления базальтового магматизма в глубоководных желобах образовавшиеся здесь базальты должны иметь состав, переходный от базальтов океанического ложа к базальтам островных дуг. При изучении базальтов Центрально-Американского желоба (Дмитриев, 1982) были получены данные, свидетельствующие в пользу этой гипотезы. Объектами исследования послужили базальты из скв. 495 (22 км от оси желоба), 487 (11 км от оси желоба) и 500 (расположенной непосредственно в осевой зоне желоба).

Базальты нормальной щелочности в кернах скважин представлены афировыми базальтами и их оливин-плагиофировыми и плагиофировыми разновидностями. В наиболее удаленной от оси желоба скв. 495 плагиофировые базальты отсутствуют, а в скв.487 и 500 они чередуются с оливин-плагиофировыми и афировыми базальтами.

Оливин-плагиофировые и афировые базальты состоят из тонкозернистой основной массы с гиалопилитовой, пилотакситовой и интерсертальной структурами и вкрапленников плагиоклаза An_{90-80} (до 12%) и оливина (Fa_{11-15}), содержание которого не превышает 2% (в среднем 0,5%). Основная масса пород состоит из плагиоклаза An_{77-70} (20–40%), моноклинного пироксена состава $Wo_{51-37}En_{43-24}Fs_{16-25}$ (до 63%), титаномагнетита (TiO_2 16–22%), ильменита (до 8%), редких зерен хромовой шпинели (Cr_2O_3 33–36%) и стекловатого мезостазиса (5–90%). По химизму оливин-плагиофировые и афировые базальты являются нормальными толеитовыми базальтами.

Плагиофировые базальты содержат до 7% вкрапленников плагиоклаза (An_{87}). Плагиоклаз основной массы (24–45%) представлен An_{81-73}. Моноклинный пироксен состава $Wo_{59-28}En_{43-15}Fs_{25-29}$ в хорошо раскристаллизованных разновидностях присутствует в количестве до 50%; на долю титаномагнетита (18% TiO_2) и магнетита, хромовой шпинели (32–35% Cr_2O_3) и стекловатого базиса приходится соответственно 7, 0,1 и около 70% объема пород. Плагиофировые базальты являются высокоглиноземистыми породами. Более высокая глиноземистость и повышенные содержания анортита в плагиоклазе отличают их от оливин-плагиофировых и афировых базальтов.

При сравнении базальтов зоны глубоководного желоба с базальтами морфоструктур ложа океана привлекает внимание преимущественно порфировый характер пород желоба, что сближает их с базальтами островных дуг.

Базальты зоны желоба отличаются от типично океанических базальтов и по химическому составу. Среди пород, развитых в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия, Галапагосского центра раздвижения, трансформного разлома Сикейрос, всегда имеются ферробазальты, в то время как в зоне Центрально-Американского желоба они отсутствуют. В связи с этим следует напомнить, что обогащение железом, столь типичное для дифференциации толеитовой базальтовой магмы, не характерно для известково-щелочных расплавов островодужных серий.

Имеются специфические отличия и в составе однотипных по петрографии и химизму пород из зоны желоба и океанических морфоструктур (табл. 106).

Таблица 106. Химический состав базальтов Центрально-Американского желоба и других морфоструктур Тихого океана (Дмитриев, 1982)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	47,50	48,00	47,70	49,15	47,75	49,90
TiO_2	1,48	0,88	0,88	1,50	1,51	1,71
Al_2O_3	15,38	16,49	17,60	16,05	19,05	14,76
Fe_2O_3	4,38	3,19	3,24	2,84	5,04	2,94
FeO	5,53	5,69	5,64	6,49	4,20	6,78
MnO	0,19	0,25	0,11	0,15	0,10	0,19
MgO	6,15	8,30	8,19	7,19	4,96	7,48
CaO	12,76	13,40	12,91	11,12	11,18	11,93
Na_2O	3,00	2,03	1,98	2,82	2,89	2,68
K_2O	0,20	0,14	0,10	0,34	0,57	0,19
H_2O^-	0,67	–	0,14	0,30	0,54	0,30
H_2O^+	1,58	1,38	1,37	1,83	1,86	0,63
P_2O_5	0,18	0,04	0,04	0,18	0,25	0,14
CO_2	1,05	–	0,28	0,33	0,09	0,16
S	0,05	0,01	0,04	0,05	0,04	0,09
Сумма	100,10	99,80	100,28	100,34	100,03	99,88
FeO′/(FeO′+ + MgO)	0,61	0,51	0,51	0,56	0,64	0,56
al′	0,95	0,95	1,03	0,96	1,34	0,86
$K_2O/(K_2O + Na_2O)$	0,06	0,06	0,05	0,11	0,16	0,06
Число анализов	2	4	2	2	2	6

1–5 – базальты Центрально-Американского желоба: 1, 2, 4 – оливин-плагиофировые (скв. 495, 487, 500 соответственно), 3, 5 – высокоглиноземистые плагиофировые; 6 – афировый базальт Восточно-Тихоокеанского поднятия; 7, 8 – Галапагосский рифт: 7 – базальт, 8 – высокоглинозе-

Сравнение базальтов нормальной щелочности океанических морфоструктур с афировыми и оливин-плагиофировыми базальтами желоба показывает, что породы последнего в целом характеризуются повышенной глиноземистостью, а в осевой зоне и более высокой калиевостью ($K_2O/(K_2O + Na_2O) = 0,16$).

Высокоглиноземистые базальты глубоководного желоба отличаются от аналогичных пород океанических морфоструктур более высокой общей железистостью, а в осевой зоне желоба значительно более высокими показателями относительного содержания калия.

К базальтам Центрально-Американского желоба близки высокоглиноземистые порфировые (плагиофировые) базальты окраинного Филиппинского моря, аналогами которых являются толеитовые базальты Марианской островной дуги.

Анализ петрографического и петрохимического состава базальтов Центрально-Американского желоба показывает, что среди них наряду с породами, почти не отличающимися от типичных океанических толеитовых базальтов, имеются породы, приближающиеся к толеитовым базальтам островных дуг.

Выше отмечалось, что островодужная специфика состава характерна и для части базальтов Филиппинского окраинного моря. Это позволяет сделать более общий вывод о своеобразии всей ассоциации базальтовых пород, развитых на активных окраинах океанов, т.е. в зоне островных дуг, окраинных морей и глубоководных желобов.

7	8	9	10	11	12	13	14
49,78	47,67	49,5	49,2	49,3	47,84	50,1	51,52
1,31	0,65	1,3	0,88	1,40	1,43	0,53	0,81
15,77	18,44	14,83	17,7	15,53	17,65	15,3	18,29
9,70	2,08	2,11	1,09	4,72	7,01	2,83	4,19
–	5,88	7,55	6,75	6,22	4,20	4,84	5,9
0,16	0,13	0,17	0,14	0,16	0,20	0,14	0,09
7,33	9,61	8,69	8,84	6,58	4,64	9,24	4,3
12,33	12,64	12,25	12,57	10,85	12,07	9,68	10,27
2,62	2,12	3,00	2,47	2,73	1,80	2,11	2,72
0,19	0,11	0,12	0,05	0,31	0,43	0,49	0,67
–	–			0,76	1,51	2,90	0,12
–	0,32			0,60	0,90	1,68	0,14
0,12	0,07	0,16	0,10	0,19	0,30	0,04	0,10
–	–			0,32	–	–	–
–	–	–	–	0,03	–	–	–
99,91	99,72	99,74	99,79	99,81	100,08	99,88	99,12
0,57	0,45	0,52	0,47	0,61	0,69	0,44	0,69
0,93	1,05	0,81	1,06	0,89	1,11	0,90	1,81
0,07	0,05	0,04	0,02	0,10	0,19	0,19	0,20
19	4	17	2	3	1	2	4

мистый базальт; 9, 10 – разлом Сикейрос: 9 – базальт, 10 – высокоглиноземистый базальт; 11, 12 – Филиппинское море: 11 – плагиофировый базальт, 12 – высокоглиноземистый плагиофировый базальт; 13, 14 – Марианская островная дуга: 13 – базальт, 14 – высокоглиноземистый базальт.

БАЗИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Установление закономерностей развития магматизма современных островных дуг в зависимости от строения их геологического фундамента представляет собой одну из наиболее важных и актуальных задач петрологии. Актуальность обусловлена в первую очередь ключевым значением островных дуг для понимания глобальных закономерностей геологической и тектонической эволюции нашей планеты. С другой стороны, налицо и определенный практический интерес, поскольку к известным на континентах палеоостровным дугам часто приурочены крупные промышленные рудные месторождения.

Островные дуги могут располагаться как во внутренних, значительно удаленных от материков частях океанов (Тонга-Кермадекская, Марианская, Южно-Сандвичева и др.), так и по периферии континентов (Алеутская, Курильская и др.). В то же время существуют дуги, частично наложенные на континентальные структуры, а частично на океанические. Такие образования представляют, очевидно, наибольший интерес для исследователя, ибо позволяют изучать особенности проявления синхронного магматизма в регионах с различным типом строения земной коры и тем самым оценивать степень участия ее вещества в процессах магмообразования и эволюции состава исходных магм. К числу таких сложных геологических систем, имеющих гетерогенный фундамент,

можно отнести ряд внутри- и периферийно-океанических островных дуг – Алеутско-Аляскинскую, Курило-Камчатскую, Тонга-Кермадек-Новозеландскую, Японо-Идзу-Бонин-Марианскую и др. Особое место занимают островные дуги Средиземного моря, которые, несмотря на небольшие размеры, характеризуются интенсивными проявлениями тектонической и вулканической деятельности с образованием специфических шошонитовых и щелочных магматических серий.

Рассмотрим особенности проявления и эволюции базитового магматизма в энсиматических и энсиалических сегментах островных дуг на примере Алеутско-Аляскинской (периферийно-океанической) и Тонга-Кермадек-Новозеландской (внутриокеанической) островодужных систем, а также островных дуг Средиземноморья. Отдельно остановимся на характеристике шошонитового и высокоглиноземистого базальтового магматизма (мегаплагиофировые лавы).

ПЕРИФЕРИЙНО-ОКЕАНИЧЕСКИЕ ОСТРОВНЫЕ ДУГИ (АЛЕУТСКО-АЛЯСКИНСКАЯ СИСТЕМА)

Командорско-Алеутский энсиматический сегмент. Алеутская островная дуга протяженностью 3200 км – одна из крупнейших в Мировом океане (рис. 98). Результаты глубинного сейсмического зондирования свидетельствуют о том, что на глубинах 20–40 км под осевой частью Алеутской дуги происходит постепенный переход земной коры в верхнюю мантию и в интервале глубин 80–110 км расположен низкоскоростной астеносферный слой. Таким образом, общая мощность Тихоокеанской плиты составляет около 80 км. Привлекает внимание отсутствие "гранитно-метаморфического слоя", появляющегося, по данным Якоба, лишь в пределах восточной группы Алеутских островов – вблизи о-ва Кадьяк и п-ова Аляска.

Геологическое строение Алеутской островной дуги и сопредельных акваторий изучалось многими исследователями, причем основное внимание уделялось вопросам тектоники и стратиграфии; сводка по петрологии изверженных пород появились лишь в последнее время (Борсук и др., 1982). Результаты петролого-геохимических исследований и радиологическое датирование изверженных пород Командорских и Алеутских островов позволяют объединить последние в четыре разновозрастные магматические ассоциации, характеризующие последовательные этапы эволюции Алеутской островной дуги.

Базальт-риолитовая ассоциация (P_3). Период заложения глубоководного желоба и возникновения одновременно с ним подводного хребта отмечен образованием пород базальт-риолитовой ассоциации. На Командорских островах она относится к типу контрастных (бимодальных) и образована базальтами, плагиориолитами плагиориодацитами. На остальной части Командорско-Алеутского сегмента ассоциация относится к типу непрерывно дифференцированных. Площадное распределение и объемы основных и кислых членов ассоциации различны. На Алеутских островах объемы кислых пород намного меньше, чем на Командорских, а наиболее распространены основные породы – базальты и комагматичные им габбро и долериты. Именно основные породы – базальты и габбро – наиболее древние образования Командорско-Алеутского сегмента Алеутско-Аляскинской островодужной системы, которые датируются 42–32 млн. лет (Борсук и др., 1982; De Long, McDowell, 1975).

Базальты Командорских островов слагают лавовые покровы, горизонты, туфов и туфобрекчий, прорываемые базальтовыми дайками и штоками (в сечении до 1000 м^2) среднезернистых габброноритов и габбро. В базальтах присутствуют включения ультраосновных пород – пироксенитов и шпинелевых перидотитов (лерцолитов). Пирокластические и вулканогенно-осадочные породы метаморфизованы. Степень метаморфизма достигает зеленосланцевой фации, как в "зеленых туфах" островов Уруп, Итуруп и Кунашир, являющихся наиболее древними образованиями Большой Курильской гряды, и "зеленых туфах" Японии.

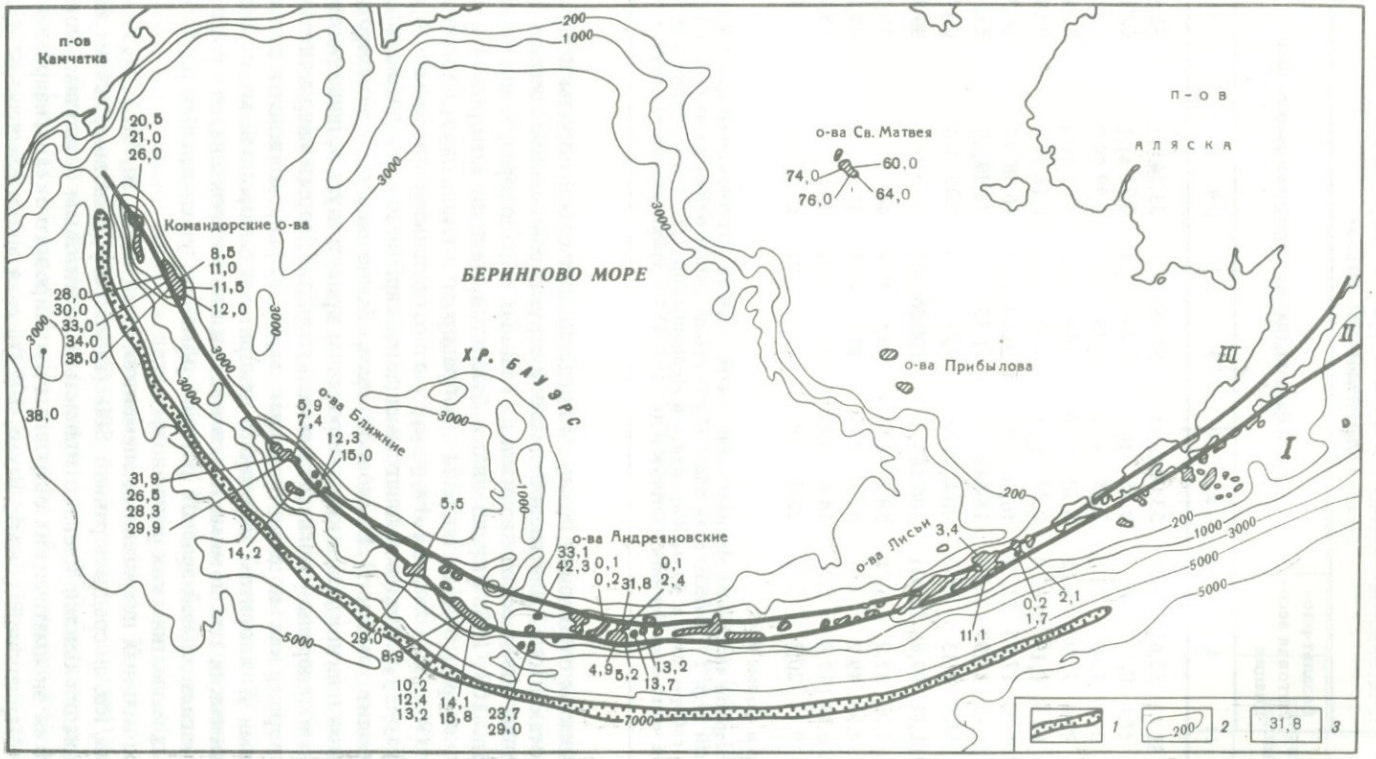


Рис. 98. Схематическая карта Алеутско-Аляскинской островодужной системы (составлена А.А. Цветковым с использованием материалов Д. Шолла и С.Де Лонга)

1 – Алеутский глубоководный желоб; *2* – изобаты (в м); *3* – абсолютный возраст магматических пород (в млн. лет); *I–III* – структурно-формационные зоны: *I* – Кадьяк-Шумалинская (невулканическая), *II* – Алеутского хребта (вулканическая), *III* – Беринговоморская (тыловая); сплошными жирными линиями на карте показаны: северная линия – современная вулканическая дуга, южная линия – миоценовая вулканическая дуга

Таблица 107. Химический состав клинопироксенов из базитов Командорских и Алеутских (западный и центральный сегменты) островов

Компоненты	Командорские острова					
	базальт-риолитовая ассоциация	базальт-трахидолеритовая ассоциация				
	1	2	3	4	5	
SiO_2	52,61	53,06	53,56	53,74	52,52	
TiO_2	0,27	0,25	0,24	0,21	0,31	
Al_2O_3	3,50	2,63	2,36	1,99	2,72	
FeO *	7,79	8,90	5,90	5,61	8,39	
MnO	0,19	0,27	0,20	0,18	0,19	
MgO	17,05	16,36	16,70	16,66	16,37	
CaO	17,97	18,54	21,35	21,29	18,80	
Na_2O	0,33	0,21	0,24	0,25	0,14	
Сумма	99,88	100,26	100,55	99,93	99,52	
Wo	37,9	38,2	43,5	44,2	37,9	
En	49,2	47,1	47,1	46,8	48,1	
Fs	12,8	14,6	9,4	8,9	13,9	
f	20,7	23,7	16,7	16,0	22,4	

* Суммарное железо в форме FeO.

1–4 – базиты северной части о-ва Медный (обр. 3/4-78, 3/15-78, 3/2-78, коллекция А.А. Цветкова) : 1 – базальтовый туф, 2 – базальтовая лава, 3, 4 – субщелочные оливиновые базальты дайки; 5, 6 – субщелочное габбро штока, бухта Жировая, о-в Медный (обр. 1/1-78, коллекция А.А. Цветкова); 7, 8 – северная часть о-ва Беринга (Борсук и др., 1982) : 7 – трахибазальтовая лава, 8 – трахи-

В петрографическом отношении базальты представляют собой породы порфировой структуры с пилотакситовой или гиалопилитовой структурой основной массы. Результаты микрозондовых химических анализов их главных породообразующих минералов приведены в табл. 107, 108. Вкрапленники базальтов, на долю которых приходится 30–40% объема пород, представлены лабрадором (An_{60-65}), низкотитанистым авгитом ($Wo_{40-38}\ En_{45-49}Fs_{12-14}$) и отдельными зернами бронзита ($Wo_{2-3}En_{65-75}Fs_{27-28}$). Полевой шпат замещается карбонатом, хлоритом, эпидотом и цеолитами (натролит, томсонит). В основной массе, обычно нацело хлоритизированной, помимо микролитов плагиоклаза и клинопироксена, присутствует зеленая роговая обманка. Акцессорные минералы – магнетит, ильменит и апатит. Поры в мандельштейновых разновидностях пород, как и цементирующая масса туфов, заполнены кальцитом, кварцем, цеолитами и хлоритом нередко с дендритами самородной меди. Базальты даек и субвулканических тел, помимо плагиоклаза и клинопироксена, содержат вкрапленники высокомагнезиальной зеленой роговой обманки, указывающей на "водный" характер исходных магматических расплавов,

По содержанию главных петрогенных элементов, а также Co, Ni, Cr, V, Sr, Ba и величине отношения K/Rb, в среднем равной 800 (табл. 109), основные члены базальт-риолитовой ассоциации близки к низкотитанистым толеитовым базальтам инициальных этапов развития энсиматических островных дуг Мирового океана, например Тонга-Кермадекской и Марианской (Ewart, Bryan, 1973), хотя эпимагматические процессы обусловили ощутимые вариации в первых концентраций таких элементов, как Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg, Ca, Na, а также H_2O. В целом базальт-риолитовая ассоциация относится к толеитовой магматической серии.

Характерной геохимической особенностью базальтов Командорских островов

Командорские острова						
базальт-трахидолеритовая ассоциация					диорит-гранитоидная ассоциаия	
6	7	8	9	10	11	12
52,03	51,26	52,08	48,62	49,31	53,28	53,59
0,39	1,14	1,01	2,01	1,79	0,35	0,54
3,55	3,97	3,60	5,28	5,17	1,70	2,33
8,40	6,86	6,60	9,31	9,09	8,55	8,63
0,22	0,16	0,15	0,22	0,21	0,52	0,52
15,68	15,08	15,05	13,02	13,13	14,36	14,43
18,72	22,14	21,72	20,14	20,69	19,13	19,14
0,05	0,25	0,55	0,68	0,57	0,33	0,33
99,11	100,86	100,76	99,45	100,11	98,22	99,51
39,6	43,7	45,5	44,3	45,1	40,7	41,6
46,6	43,1	43,9	39,9	39,7	44,5	43,2
13,8	11,0	10,7	15,8	15,2	14,8	15,1
22,8	20,4	19,6	28,4	27,7	25,0	26,7

долерит силла; 9, 10 – тешенит силла, центральная часть о-ва Беринга (обр. 19/3-78, коллекция А.А. Цветкова); 11, 12 – андезибазальтовая лава, южная часть о-ва Медный (обр. 10/14-78, коллекция А.А. Цветкова).

Примечание. Cr_2O_3 – 0,12; 0,09; 0,15; 0,15% (ан. 1, 3, 9, 12).

является обогащенность их медью и отчасти барием, что, очевидно, связано с первичной обогащенностью расплавов этими элементами. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в базитах Командорских островов равно 0,70363–0,70467, причем наиболее радиогенный состав стронция характерен для пропилитизированных разновидностей. Отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ для тех же пород практически постоянно (0,512273–0,512280) (Журавлев и др., 1983). В целом, судя по минеральному составу базальтов Командорских островов, исходная основная магма была высокотемпературной, хотя и содержала некоторое количество воды, на что указывает присутствие амфибола. Можно отметить также высокую магнезиальность клинопироксена и повышенную основность (An_{60-65}) плагиоклаза.

Базальтовые шаровые лавы и туфы, как и на Командорских островах претерпевшие зеленокаменное перерождение (пропилитизацию), известны и в американском секторе Алеутской дуги на островах Атту и Агатту (формация "основания"), Амчитка (формации Круглый Пойнт, Амчитка, Банджо Пойнт), Адак и Илак (формации Эндрью Лейк, Фингер-Бэй), Рэт (формации Рэт, Ганнерс Коув). Их породообразующие клинопироксены, однако, значительно более железистые и содержат больше Al_2O_3, TiO_2 и CaO ($Wo_{43-46}En_{36-40}Fs_{17-19}$), чем аналогичные базальты Командорских островов (см. табл. 98). Кроме того, в состав базальт-риолитовой ассоциации входят расслоенные плутоны Фингер-Бэй и Хидден-Бэй (о-в Адак), габброиды которых имеют радиологический возраст 32–35 млн. лет. По данным Кэя, свыше 84% объема плутона Фингер-Бэй площадью 8 км^2 приходится на долю габбро. Наряду с габбро присутствуют монцодиориты, кварцевые монцодиориты и кварцевые монцониты, являющиеся продуктами кристаллизационной дифференциации исходной базальтовой магмы "in situ". Габброиды представляют собой полнокристаллические среднезернистые породы с офитовой структурой, образованные зональным плагиоклазом ряда лабрадор–битовнит

Таблица 107 (окончание)

Компоненты	Алеутские острова				
	базальт-риолитовая ассоциация		базальт-трахидолеритовая ассоциация	андезитовая ассоциация	
	13	14	15	16	17
SiO_2	50,40	50,70	49,02	51,50	50,72
TiO_2	1,20	1,20	0,73	0,36	0,48
Al_2O_3	4,10	4,00	5,12	4,09	1,57
FeO*	11,20	9,80	6,30	8,20	8,81
MnO	0,22	0,18	0,17	14,67	15,32
MgO	12,40	12,00	14,92	21,96	20,38
CaO	20,00	20,20	22,37	0,36	0,37
Na_2O	1,00	0,78	0,27		
Сумма	100,57	99,59	99,28	101,16	97,15
Wo	43,5	43,5	46,8	43,6	41,9
En	37,5	37,4	48,1	43,7	43,9
Fs	19,0	17,3	10,0	12,7	14,1
f	33,7	31,6	19,0	22,5	24,3

13, 14 – пропилитизированный базальт, формация Фингер Бэй (обр. 1, коллекция Шолла); 15 – гиаломеланефелинит (лимбургит), о-в Канага (De Long et al., 1975); 16, 17 – андезибазальтовая лава, вулкан Моффет (Marsh, 1976): 16 – вкрапленник (обр. АД 44), 17 – микролит основной массы.

Примечание. Ан. 1–6, 9–14, выполнены по материалам А.А. Цветкова в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР на микроанализаторе MS-46 "Cameka", аналитики Г.Н. Муравицкая, М.В. Цветкова.

(65%), клинопироксеном (15%), магнетитом (7%), антигоритовыми псевдоморфозами по оливину (8%), хлоритом и карбонатом (5%). В химическом отношении они являются почти полными аналогами базальтовых эффузивов островов Атту и Медный (см. табл. 107).

Присутствие на о-ве Адак значительных объемов кислых пород (плагиогранитов и гранодиоритов) и эффузивов среднего состава (андезитов) указывает на непрерывно-дифференцированный характер базальт-риолитовой ассоциации в центральном сегменте Алеутской дуги.

Базальт-трахидолеритовая ассоциация (N_1^{1-2}). На Командорских островах породы этой нижне-среднемиоценовой ассоциации представлены субщелочными оливин-базальтовыми, трахибазальтовыми лавовыми потоками и покровами, реже силлами и дайками трахибазальтов, трахидолеритов, тешенитов и штоками субщелочных габбро (Борсук и др., 1982).

Субщелочные оливиновые базальты – порфировые породы с плотной текстурой. Во вкрапленниках находятся зональный лабрадор (An_{49-65}), высокомагнезиальный оливин (Fa_{12}) и моноклинный пироксен, титанавгит или авгит ($Wo_{36-45}En_{43-47}Fs_{9-19}$). Основная масса с гиалопилитовой или пилотакситовой структурой состоит из микролитов плагиоклаза, клинопироксена и чешуек коричневого биотита, погруженных в стекловатую матрицу, пропитанную мелкими выделениями титаномагнетита. Пустоты в породе и промежутки между минералами ранних фаз кристаллизации выполнены анальцимом, широко распространенным также среди стекла основной массы.

Тешениты состоят из хорошо ограненных кристаллов титанистого авгита ($Wo_{44-45}En_{39-40}Fs_{15-16}$), в среднем более железистого, чем клинопироксен субщелочных оливиновых базальтов, трахибазальтов и трахидолеритов, мелких зерен

Таблица 108. Химический состав оливина и роговой обманки из базитов Командорских и Алеутских (западный и центральный сегменты) островов

Компоненты	Командорские острова			Алеутские острова			
	базальт-трахидолеритовая ассоциация			андезитовая ассоциация			
	оливин		роговая обманка	оливин			
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	40,35	39,46	48,95	39,96	37,66	35,51	34,42
TiO_2	–	–	1,88	–	–	–	–
Al_2O_3	0,15	0,05	4,15	–	–	–	–
FeO	11,58	12,64	10,04	13,87	27,89	33,17	38,85
MnO	0,28	0,16	0,22	0,25	0,65	0,88	1,11
MgO	47,00	46,80	12,48	47,28	34,39	28,38	23,55
CaO	0,19	0,14	19,19	0,14	0,18	0,21	0,25
Na_2O	–	–	0,39	–	–	–	–
K_2O	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	99,55	99,75	97,30	101,50	100,78	98,17	98,23
Fo	88,00	87,9		86,1	68,4	60,1	51,8
Fa	12,00	12,1		13,9	31,6	39,9	48,2
f	12,00	12,1	31,00	13,9	31,6	39,9	48,2

1, 2 – трахидолерит (обр. 409/77, коллекция А.М. Борсука); 3 – тешенит (обр. 19/2-78, коллекция А.А. Цветкова); 4 – меланефелинит (лимбургит), о-в Канага (De Long et al., 1975); 5–7 – андезибазальты вулканов о-ва Адак (Marsh, 1976): 5 – Адакдаг, центр вкрапленника, 6, 7 – Моффет (6 – центр вкрапленника, 7 – микролит основной массы).

коричнево-красного амфибола (баркевикита) и биотита, погруженных в слабо индивидуализированную основную массу, состоящую из плагиоклаза ряда андезин–лабрадор (An_{35-49}), анортоклаза, авгитового пироксена, кварца, титаномагнетита и апатита. Нередко в тешенитовых дайках встречаются ксенолиты альбит-хлорит-пироксеновых роговиков, образовавшихся, по-видимому, по тонкозернистым туфам. Другая разновидность тешенита представляет собой средне-, крупнозернистую породу, сложенную плагиоклазом, титанавгитом, калиево-натриевым полевым шпатом, анальцимом и цеолитами (натролитом, томсонитом) с большим количеством акцессорного апатита. В петрографическом отношении это практически полные аналоги тешенитов Северного Кавказа и Грузии. Силлы и дайки характеризуются более кислым, чем лавы, составом плагиоклаза (на 10–15 мол. % An) и повышенным содержанием чермакитового минала в пироксене. Наблюдающийся в трахибазальтах и тешенитах Командорских островов несколько неравновесный состав вкрапленников по отношению к основной массе ранее отмечался А.И. Поляковым и Н.С. Муравьевой для субщелочных оливиновых базальтов Исландии и Г.Б. Флеровым и А.В. Колосковым для субщелочных базитов Камчатки.

Базальт-трахидолеритовая ассоциация относится к типу непрерывно-дифференцированных. При этом содержание K_2O в породах постепенно увеличивается и в некоторых трахидолеритах и тешенитах превышает 3%, что связано с появлением в полевошпатовой части пород калиево-натриевого полевого шпата. Общее содержание железа при этом возрастает слабо, варьируя в пределах 8–9%, а содержание титана превышает 1%. Наиболее высококалиевые породы – тешениты – содержат существенно бóльшие количества Co, Ni, Cr, V, Sr, Ba, чем субщелочные оливиновые базальты океана (Engel et al., 1965), причем изменение содержания этих элементов, как и калия, в ряду суб-

Таблица 109. Химический состав основных пород Командорских и Алеутских (западный и центральный сегменты) островов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	45,28	48,40	44,70	53,60	48,14	53,53	54,59	52,39
TiO_2	0,56	0,99	0,62	1,15	1,22	0,88	0,76	0,89
Al_2O_3	7,54	16,60	16,25	16,77	14,54	17,95	18,49	18,88
Fe_2O_3	3,02	7,40	9,10	4,57	7,38	2,36	2,86	3,12
FeO	6,84	5,20	3,95	2,09	5,02	4,92	4,40	6,35
MnO	0,09	0,27	0,17	0,07	0,23	0,17	0,15	0,19
MgO	12,25	5,00	5,38	6,30	4,78	4,30	4,24	4,39
CaO	5,01	9,70	11,39	6,69	3,50	8,51	9,05	9,52
Na_2O	2,46	3,60	2,68	3,77	6,58	2,99	3,35	3,26
K_2O	0,45	0,71	0,75	1,37	0,54	1,38	0,92	1,08
P_2O_5	0,01	0,14	0,27	0,59	0,18	0,17	0,17	0,25
H_2O^-	1,94	2,70	0,82	1,35	2,47	0,12	0,30	0,24
H_2O^+	5,09		1,32	1,55	5,55	1,85	0,82	0,22
Сумма	100,67	100,70	100,18	100,20	100,13	99,50	100,31	100,73

1, 2 – базальт-риолитовая ассоциация: 1 – базальтовый туф, о-в Медный, Командорские острова (обр. 3/7-78, коллекция А.А. Цветкова), 2 – базальтовая лава, о-в Атту, Алеутские острова (Gates et al., 1971); 3–5 – базальт-трахидолеритовая ассоциация: 3 – субщелочная базальтовая лава, о-в Беринга, Командорские острова (обр. 14/3-77, коллекция А.А. Цветкова), 4 – тешенитовая дайка, там же (обр. 17/3-78, коллекция А.А. Цветкова), 5 – базальтовый туф, о-в Атту, Алеутские острова (Gates et al., 1971); 6, 7 – диорит-гранитоидная ассоциация: 6 – андезитовая лава, о-в Медный, Командорские острова (обр. 10/3-78 коллекция А.А. Цветкова), 7 – то же, о-в Амчитка, Алеутские острова (Gates et al., 1971); 8 – андезитовая ассоциация, гиперстеновый базальт, о-в Большой Ситкин (Marsh, 1976).

Примечание. CO_2 – 0,23; 0,15% (ан. 4, 7).

щелочной оливиновый базальт–тешенит происходит постепенно. Изотопное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах базальт-трахидолеритовой ассоциации Командорских островов равно 0,70315–0,70358, а отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ составляет 0,512324–0,512344 (Журавлев и др., 1983). Эти величины близки к тем, которые установлены для субщелочных базальтовых ассоциаций других энсиматических островных дуг Мирового океана. В целом базальт-трахидолеритовая ассоциация Командорских островов отчетливо соответствует калиево-натриевой субщелочной базальтовой магматической серии.

На Алеутских островах породы повышенной щелочности, относящиеся к нижне-среднемиоценовому этапу развития, известны только на о-ве Канага. Немногочисленные маломощные дайки гиаломеланефелинитов (лимбургитов) содержат включения дунитов и периодитов (De Long et al., 1975). Петрографические аналоги трахидолеритовых и тешенитовых пород Командорских островов на Алеутских островах, по-видимому, отсутствуют.

Диорит-гранитоидная ассоциация (N_1^{2-3}). Базальтовые породы в составе этой магматической ассоциации практически отсутствуют, а ее основной объем слагают андезитовые, андезидацитовые, дацитовые лавы и пирокластика, сопровождающиеся комагматичными гипабиссальными интрузивами гранодиоритов, тоналитов, кварцевых диоритов и жилами аплитов. Наиболее основными образованиями, по-видимому, следует считать субаэральные андезибазальтовые лавы и дайки, залегающие в нижних частях разреза диорит-гранитоидной ассоциации в центральной части о-ва Медный и на островах Атту, Амчитка и Адак (формация Читка Пойнт).

Андезибазальтовые лавы о-ва Медный в количественно-минеральном отношении близки к андезитовым лавам (Борсук и др., 1982). Они образованы вкрапленниками плагиоклаза (An_{55-60}), клино-($Wo_{40-41}En_{43-44}Fs_{14-15}$) и ортопироксена (брон-

зит и гиперстен) и зеленой роговой обманки в гиалопилитовой или интерсертальной основной массе. Микролиты клинопироксена обычно менее железисты и глиноземисты, чем вкрапленники. В некоторых лавовых потоках отмечены единичные, сильно катаклазированные, явно ксеногенные зерна магнезиального оливина. Андезибазальты островов Амчитка и Атту по особенностям петрографического и химического составов сходны с андезибазальтами о-ва Медный (см. табл. 109). Для них характерна сравнительно высокая глиноземистость (17,36–19,10% Al_2O_3) и практически постоянная сумма щелочей ($Na_2O + K_2O = 4,27–5,53\%$).

Петролого-геохимические особенности базитовых членов диорит-гранитоидной формации, в частности распределение в них РЗЭ, отношение спектров РЗЭ к хондритам и соотношение элементов иттриевой и цериевой групп ($\Sigma РЗЭ_{Ce}/\Sigma РЗЭ_Y = 4,23–5,64$), указывают на их соответствие основным породам известково-щелочных магматических серий ряда островных дуг Тихого океана, например Соломоновых островов и Японии (Цветков, 1983). Сделанный вывод подтверждает и отсутствие тренда повышения железистости по мере увеличения содержания в породах кремнезема.

В эту фазу магматической деятельности в связи с внедрением в верхние горизонты земной коры больших масс андезитовой магмы происходит значительный подъем Алеутского хребта и увеличение мощности земной коры в его основании.

Андезитовая ассоциация ($N_2^3–Q_4$). Наиболее основные члены этой преимущественно андезитовой по составу формации представлены гиперстеновыми базальтами, характеризующимися двупироксеновым парагенезисом (авгит + гиперстен). Вместе с более кислыми лавами они были излиты в главную фазу эруптивной деятельности вулканов тыловой зоны Алеутской дуги (острова Семисопочный, Булдырь, Большой Ситкин, Горелый, Танага, Канага и др.). Породы андезитовой ассоциации на Командорских островах отсутствуют.

Вкрапленники в базальтовых и андезибазальтовых лавах обычно представлены плагиоклазом (от An_{90} в центре до An_{60-70} на периферии зерен), высококальциевым клинопироксеном ($Wo_{41-44}En_{43-44}Fs_{13-14}$), реже оливином ($Fa_{32-40}$) и ортопироксеном($Wo_{2-4}En_{72-75}Fs_{20-25}$), вытесняющим оливин в более кислых породах. Основная масса имеет интерсертальную или гиалопилитовую структуру. Гидроксилсодержащие минералы во вкрапленниках и в основной массе отсутствуют. Состав оливина в микролитах более железистый ($Fa_{48,2}$), чем во вкрапленниках. В целом оливины четвертичных лав алеутских стратовулканов значительно богаче фаялитовым компонентом, чем оливины нижне-среднемиоценовой базальт-трахидолеритовой ассоциации. Содержание NiO в первых не превышает 0,04% (Marsh, 1976). Клинопироксены в ряде случаев более железистые, чем клинопироксены базитов средне-верхнемиоценовой диорит-гранитоидной ассоциации; состав микролитов обычно менее глиноземистый и более магнезиальный, чем состав вкрапленников (см. табл. 98). Ортопироксен представлен гиперстеном (Fs_{20-25}) либо бронзитом (Fs_{25-35}) и не обладает зональностью (табл. 110). Состав гиперстена алеутских четвертичных лав близок к составу гиперстена из основных продуктов современного вулканизма островов Тонга (Ewart, Bryan, 1973), характеризующемуся низкими концентрациями TiO_2 (0,15%), Na_2O (0,05%) и NiO (< 0,01%). Нередко авгит образует реакционные оторочки вокруг зерен гиперстена, замещая до 50% их объема.

Сравнение с четвертичными базитами других современных энсиматических островных дуг Тихого океана (Курильской, Фиджийской и др.) выявляет минералогическое и петролого-геохимическое сходство алеутских основных вулканитов с породами известково-щелочных магматических серий, типоморфных для современных этапов развития островных дуг. В то же время от инициальных базальтов энсиматических островных дуг алеутские четвертичные лавы отличаются более высокими содержаниями крупнокатионных литофильных элементов, в первую очередь K, Rb, Sr, Ba, РЗЭ и меньшими величинами отношения K/Rb. Увеличение содержаний в четвертичных базитах кремнезема, как и в случае основных пород диорит-гранитоидной ассоциа-

Таблица 110. Химический состав гиперстенов из гиперстеновых базальтов андезитовой ассоциации Алеутских (центральный сегмент) островов

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	53,97	54,51	53,86	54,33	54,94	54,68
Al_2O_3	1,19	1,31	0,76	0,84	0,82	0,62
FeO	17,96	18,19	21,13	20,93	20,83	17,30
MnO	0,83	0,84	0,56	1,15	1,06	0,99
MgO	24,66	25,20	22,95	22,81	22,80	25,08
CaO	1,40	1,41	1,41	1,49	1,51	1,85
Сумма	100,01	101,96	100,67	100,55	100,96	100,52

1–3 – базальтовая лава, вулкан Моффет, о-в Адак (Marsh, 1976): 1 – центр вкрапленника, 2 – край вкрапленника, 3 – микролит основной массы; 4–6 – базальтовая лава, о-в Большой Ситкин (Marsh, 1976): 4 – центр вкрапленника, 5 – край вкрапленника, 6 – микролит основной массы.

ции, не ведет к росту железистости, что также подтверждает правомочность их отнесения к производным известково-щелочных магм.

Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в четвертичных лавах алеутских вулканов центральной части дуги составляет 0,70284–0,70354 (в среднем 0,70322), т.е. в целом совпадает со значением изотопных отношений Sr в неизмененных породах базальт-риолитовой и базальт-трахидолеритовой ассоциаций. Величина отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ для тех же лав составляет 0,51217–0,51230 (McCulloch, Perfit, 1981).

В заключение отметим, что датирование андезибазальтовых лав современных вулканов Алеутских островов K-Ar методом и наличие вулканического пепла в скважинах глубоководного бурения в акватории Берингова моря свидетельствуют о том, что Алеутская дуга в современном виде сформировалась около 3 млн. лет назад. Подобная же цифра (3 млн. лет) приводится О.И. Супруненко для времени окончательного формирования Курильского глубоководного желоба и Курильской островной дуги. По-видимому, этот возрастной рубеж, так же как и рубеж 38–40 млн. лет (время заложения обеих дуг), можно считать одним из главных реперов в эволюции магматизма всей северо-западной части Тихого океана.

Аляскинский энсиалический сегмент. Магматизм Аляски, с одной стороны, связан с региональными процессами геологической эволюции Кордильер Северной Америки, а с другой – носит черты островодужного магматизма, проявления которого в пределах энсиматической части Алеутско-Аляскинской дуги были рассмотрены выше (см. рис. 98).

Исследования методом глубинного сейсмического зондирования показали, что в пределах крайней восточной группы Алеутских островов и далее под п-вом Аляска в разрезе земной коры имеется отчетливо выраженный "гранитно-метаморфический слой", достигающий близ о-ва Кадьяк и островов Шумагина мощности 3 км и характеризующийся скоростью продольных волн (V_p), равной 6,0 км/с. Южнее о-ва Кадьяк "гранитно-метаморфический слой" установлен и под глубоководным желобом, что указывает на заложение восточного (Аляскинского) сегмента Алеутско-Аляскинской островодужной системы на сиалическом основании.

На п-ове Аляска наиболее широко распространены кайнозойские осадочные, вулканогенно-осадочные, вулканические и плутонические породы, образующие в целом такие же возрастные ряды, что на Командорских и Алеутских островах, но существенно отличающиеся от изверженных пород энсиматического островного сегмента дуги вещественным составом и объемными соотношениями.

В настоящее время наиболее детально магматические породы, относящиеся к энсиалическому сегменту Алеутско-Аляскинской островодужной системы, изучены на

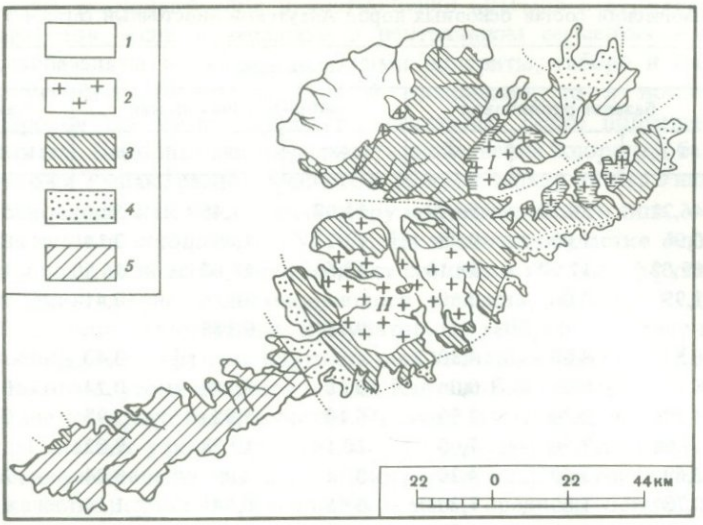


Рис. 99. Схематическая геологическая карта о-ва Уналашка (Drewes et al., 1961)

1—5 — ассоциации: *1* — андезитовая ($N^3_2-Q_4$); *2* — диорит-гранитоидная (N_1^{2-3}), горизонтальной штриховкой показана краевая габброидная зона плутона Кэптэнс-Бэй; *3—5* — базальт-риолитовая (P_3): *3* — породы, сильно измененные вторичными процессами, *4* — умеренно измененные, *5* — слабо измененные и неизмененные; *I—II* — плутоны: *I* — Кэптэнс-Бэй, *II* — Скан-Бэй

юго-западе п-ова Аляска (район Колд-Бэй) и на трех крупных островах, примыкающих с запада к полуострову и расположенных в пределах его шельфовой зоны — Унимак, Уналашка и Умнак (Drewes et al., 1961; Byers, 1961; Perfit et al., 1980). На примере последних, а также на примере островов тыловой Беринговоморской зоны активной вулканической дуги (острова Богослов и Амак) рассмотрим более подробно петролого-геохимические особенности эволюции базитового магматизма. Следует отметить, что в отличие от западного и центрального сегментов Алеутской дуги в восточной ее части изверженные породы группируются в три магматические ассоциации: базальт-риолитовую (P_3), диорит-гранитоидную (N_1^{2-3}) и андезитовую ($N_3^3-Q_4$).

Базальт-риолитовая ассоциация (P_3). Возрастным аналогом базальт-риолитовой ассоциации Командорских и Алеутских островов в восточном секторе Алеутской дуги является выделенная Дрюсом (Drewes et al., 1961) геологическая формация Уналашка. Она относится к типу непрерывно-дифференцированных, а входящие в ее состав нижнекайнозойские изверженные породы представлены грубой и тонкозернистой базальтовой пирокластикой, чередующейся в разрезе с дацитовыми, андезитовыми, андезибазальтовыми и базальтовыми лавовыми потоками и силлами. Эта вулканическая толща во многих местах северного и северо-восточного побережья о-ва Уналашка прорвана дайками и небольшими интрузивными телами основного и среднего состава (рис. 99). В южной части о-ва Уналашка преимущественно распространены базальтовые и андезитовые силлы мощностью до 100 м, прорывающие вулканогенно-осадочные образования, состоящие из плохосортированных обломков лав и туфов, сцементированных витрокластическим, пелитизированным материалом. Лакколитоподобные габбровые и габбро-долеритовые купола, как и на о-ве Медный, прорывают лавово-пирокластическую толщу. Нередко они обладают концентрической отдельностью, образующейся вследствие контракции магмы в процессе ее охлаждения (Perfit et al., 1980).

Главные породообразующие минералы базальтов и андезибазальтов — плагиоклаз, оливин и пироксен — присутствуют как во вкрапленниках, так и в основной массе. В некоторых разновидностях андезибазальтов содержатся в небольших количествах гиперстен и роговая обманка, указывая тем самым на "водный" характер исходной

Таблица 111. Химический состав основных пород Алеутской (восточный сегмент) островной дуги

Компоненты	Ассоциации							
	базальт-риолитовая			диорит-гранитоидная			андезитовая	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	46,21	56,10	56,20	51,07	51,45	50,0	51,30	53,80
TiO_2	0,96	1,00	0,98	1,02	1,09	2,14	0,68	1,20
Al_2O_3	19,32	17,90	18,10	18,66	17,82	16,50	16,20	18,30
Fe_2O_3	1,99	3,00	2,60			9,41		3,50
				9,38*	9,18*		8,30*	
FeO	6,53	4,00	4,80			3,40		5,30
MnO	0,16	0,01	0,04	0,16	0,14	0,24	0,15	–
MgO	4,29	3,20	2,80	6,10	5,92	3,97	7,45	3,80
CaO	10,88	7,50	7,00	10,18	10,28	9,82	11,32	8,50
Na_2O	2,69	3,60	4,20	3,14	3,00	3,34	2,22	3,80
K_2O	0,78	1,80	1,20	0,55	0,54	1,14	0,61	0,98
P_2O_5	0,19	0,28	0,26	0,21	0,11	–	–	0,35
H_2O^-	0,17	0,06	0,06	–	–	–	–	0,07
H_2O^+	2,86	1,50	1,50	–	–	–	–	0,27
CO_2	2,93	0,05	0,49	–	–	0,36	0,13	0,05
Сумма	99,96	100,00	100,23	100,48	99,52	100,30	98,36	99,92

*Суммарное железо в форме FeO.

1 – полевошпатовый базальт, о-в Уналашка (Drewes et al., 1961); 2, 3 – андезибазальты, там же (Drewes et al., 1961); 4, 5 – габброиды расслоенного габбро-монцонитового плутона Кэптэнс-Бэй (Perfit et al., 1980); 6, 7 – гиперстеновые базальты, о-в Умнак (по данным Кея); 8 – андезибазальт, о-в Уналашка (Drewes et al., 1961).

магмы. Акцессорные минералы представлены сфеном, цирконом, титаномагнетитом, апатитом. Лавы нередко флюидальны. Количество вкрапленников в лавах обычно не превышает 10–15%, тогда как дайки и силлы более порфировидные (до 50–70% вкрапленников). Основная масса эффузивных базитов часто нацело раскристаллизована и значительно гидротермально изменена. Необходимо подчеркнуть, что на о-ве Уналашка все входящие в состав базальт-риолитовой ассоциации породы в той или иной степени изменены наложенными процессами.

Сравнение с эталонными толеитовыми базальтами энсиматических внутриокеанических островных дуг по Якешу и Гиллу (Jakeš, Gill, 1970) показывает, что базальты и андезибазальты о-ва Уналашка обладают повышенными содержаниями щелочей и относительно низкими – магния и железа (табл. 111). Последнее обстоятельство, по-видимому, связано с выносом фемафильных элементов при пропилитизации. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в андезибазальтах составляет 0,70329 ± 10 (McCulloch, Perfit, 1981). В целом даже наименее измененные базальты о-ва Уналашка по содержанию как петрогенных окислов (MgO, Fe_2O_3, FeO, Na_2O, K_2O), так и микроэлементов (Sr, Ba, Zr, Rb, Cu) сильно отличаются от инициальных толеитовых базальтов энсиматических островных дуг, например о-ва Эуа в архипелаге Тонга, и от синхронно образованных базальтов Командорских островов. В то же время устанавливается петро-геохимическое сходство раннекайнозойских базитов о-ва Уналашка с базитами известково-щелочных серий Новой Зеландии (Ewart, Stipp, 1968), Южно-Американских Анд (Dostal et al., 1977), а по содержанию Sr и Ba даже с породами шошонитовых ассоциаций континентов (Joplin et al., 1972). Таким образом, базальт-риолитовую ассоциацию восточного сегмента Алеутской дуги можно, по-видимому, с полным основанием относить к известково-щелочной магматической серии.

Следует сказать несколько слов о соотношении объемов изверженного материала разного состава. Так, если в западном и центральном сегментах Алеутской дуги базальты, андезибазальты и связанные с ними долериты, габбро и габбро-долериты слагают большую часть базальт-риолитовой ассоциации, то в восточном секторе Алеутских островов основные породы количественно резко подчинены средним и кислым магматитам. Подобная закономерность свойственна и породам базальт-риолитовой ассоциации о-ва Умнак, расположенного в 10 км к западу от о-ва Уналашка и имеющего в своем основании, как и последний, кору континентального типа.

Диорит-гранитоидная ассоциация (N_1^{2-3}). На восточном участке Алеутских островов и п-ове Аляска к этой ассоциации относят средние и кислые эффузивные и интрузивные образования средне-позднемиоценового возраста (Борсук и др., 1982). Из базитов известны лишь маломощные кумулятивные габбровые горизонты, входящие в состав расслоенных многофазных плутонов о-ва Уналашка (Perfit et al., 1980).

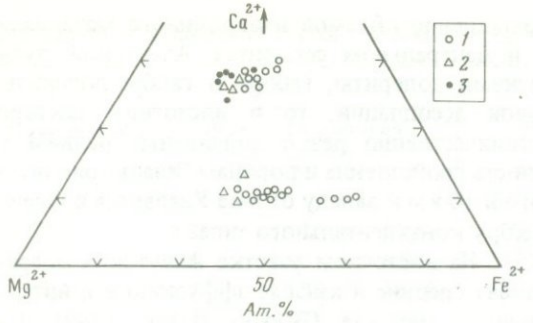
Примером такого плутона является массив Кэптэнс-Бэй размером 10 × 20 км, геологическое строение которого было описано Дрюсом (Drewes et al., 1961). По его данным, габброиды слагают узкую краевую зону мощностью около 100 м (см. рис. 99) и к центру массива постепенно сменяются диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами. В качестве исходной предполагается магма среднего состава.

Типичное габбро плутона Кэптэнс-Бэй – порфировидная гипидиоморфнозернистая порода, на 50–70% сложенная салическими минералами, среди которых присутствует калиевый полевой шпат (ортоклаз) в количестве 1–3%. В качестве кумулятивных фаз выступают плагиоклаз и клинопироксен. Плагиоклаз (An_{65-78}) нередко бывает альбитизирован и серицитизирован. Темноцветные минералы – диопсид-салитовый клинопироксен (25–30%), реакционно-замещаемый актинолитом и биотитом. Рудный минерал представлен магнетитом (8–10%), а акцессорные – апатитом и сфеном (< 1%). Нередко наблюдаемая изменчивость содержаний петрогенных элементов в габброидах плутона Кэптэнс-Бэй (см. табл. 102) обусловлена процессами дифференциации и связана в первую очередь с соотношением в породе фемических и салических минералов.

Особенности распределения микроэлементов, тесная пространственная и генетическая связь с диоритами и гранодиоритами, близость к составам основных пород многофазных и полифациальных "батолитов" Тихоокеанского орогенического пояса, в частности к габброидам "батолита" Сьерра-Невада и "Андийского батолита" Южной Америки, свидетельствуют о том, что основные члены диорит-гранитоидной ассоциации восточного сегмента Алеутской островнй дуги являются производными известково-щелочных магм. Исходный состав последних в пределах энсиалического сегмента Алеутско-Аляскинской островодужной структуры был, по-видимому, несколько более кислым, чем на западном и центральном участках Алеутской дуги, что проявилось в отсутствии базальтового вулканизма на фоне чрезвычайно интенсивного развития андезитовых, дацитовых и риолитовых эффузий и эксплозий. Изотопные отношения стронция указывают на мантийную природу известково-щелочных расплавов ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = = 0,70299–0,70377) и на отсутствие ощутимой их контаминации сиалическим веществом домезозойского кристаллического фундамента (McCulloch, Perfit, 1981).

Андезитовая ассоциация ($N_2^3 - Q_4$). Породы этой ассоциации, знаменующей современный этап развития магматизма Алеутской островной дуги, широко распространены как в восточном секторе Алеутских островов, так и на п-ове Аляска вплоть до горы Мак-Кинли. Плейстоценовые и современные, в той или иной степени активные вулканы расположены в основном в пределах тыловой зоны дуги, обращенной к Беринговому морю. Состав продуктов их деятельности, как и эффузивных членов верхнемиоценовой диорит-гранитоидной ассоциации, преимущественно андезитовый[1]. Мы охарактеризуем особенности новейшего вулканизма на примере пяти вулканических центров: Колд-Бэй (Аляска), островов Амак, Богослов, Умнак, Уналашка.

[1] Исключением является вулкан о-ва Богослов, лавы которого представлены андезитами, андезибазальтами (извержение 1726 г.) и субщелочными амфиболовыми базальтами (извержения 1883 и 1927 г.)



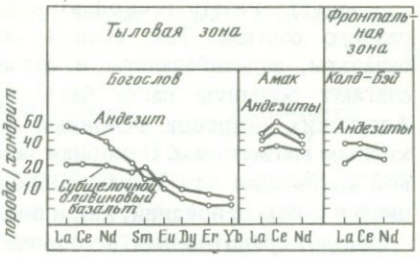


Рис. 100. Диаграмма составов породообразующих клинопироксенов и амфиболов в четвертичных субщелочных базальтовых лавах о-ва Богослов (Arculus et al., 1977)

1, 2 – пироксены и амфиболы из лав: *1* – извержения 1883 г., *2* – 1927 г.; *3* – пироксены из андезибазальтов о-ва Умнак (Byers, 1961)

Рис. 101. Распределение редкоземельных элементов в магматических породах островов Богослов, Амак и района Колд-Бэй на п-ове Аляска (Arculus et al., 1977)

Все наиболее основные породы этих вулканических районов порфировидные. Во вкрапленниках (обычно до 50% объема пород) присутствуют основной плагиоклаз и кальциевый пироксен. Оливин (Fa_{10-22}) и амфибол в заметных количествах (2–5%) встречаются только в основных лавах вулкана о-ва Богослов, причем в андезитах и андезибазальтах оливин вытесняется ромбическим пироксеном состава бронзит-гиперстен (Fs_{30}). В крупных корродированных зернах, по-видимому, интрателлурического основного плагиоклаза (An_{80-85}) присутствует большое количество микровключений стекла, расположенных параллельно зонам его роста. Составы клинопироксенов и амфиболов островов Богослов и Умнак показаны на рис. 100. Вкрапленники клинопироксена соответствуют высокоглиноземистому авгиту состава $Wo_{45}En_{40}Fs_{15}$ (до 8,44% Al_2O_3) и характеризуются зональностью, наиболее отчетливой по Ti, Al, Mg (Arculus et al., 1977). Амфибол по составу отвечает парагаситу с высоким содержанием калия (до 1,59%), коррелирующимся с величиной отношения Mg/Fe в породе. Микролиты амфибола, клинопироксена и зерна титаномагнетита присутствуют в стекловатой основной массе, имеющей гиалопилитовую структуру.

Сопоставление химизма базитовых членов андезитовой ассоциации энсиалического сегмента Алеутско-Аляскинской островодужной структуры с толеитовыми базальтами MORB, базитами ранних этапов развития островных дуг и субщелочными оливиновыми базальтами внутриокеанических островов показывают обогащенность первых SiO_2, Al_2O_3 (Fe_2O_3 + FeO), K_2O и относительную обедненность их TiO_2, MgO, Co, Ni, Cr, Cu (см. табл. 111). Петролого-геохимические особенности восточно-алеутских и аляскинских четвертичных базальтов и андезибазальтов, в частности величины отношения K/Rb, равные 360–505, позволяют относить их, как и базиты диорит-гранитоидной ассоциации, к известково-щелочной магматической серии. Несколько особое положение, по-видимому, занимают лишь субщелочные амфиболовые базальты о-ва Богослов, которые больше соответствуют калиево-натриевым субщелочным базальтовым островодужным ассоциациям. От однотипных ассоциаций океана они отличаются меньшими абсолютными содержаниями РЗЭ и относительной деплетированностью легкими РЗЭ (рис. 101). Возможно, что субщелочные базальты о-ва Богослов следует выделять в качестве самостоятельной магматической ассоциации.

Закономерности развития базитового магматизма энсиалического и энсиматического сегментов Алеутско-Аляскинской островодужной системы. Подводя итог изложенному выше материалу, сформулируем основные закономерности развития магматизма в пределах энсиалического и энсиматического сегментов Алеутско-Аляскинской островодужной системы (табл. 112).

Таблица 112. Схема эволюции базитового магматизма Алеутско-Аляскинской островодужной системы составлена А.А. Цветковым с использованием данных Р. Кея и Б. Марша)

Возраст геологический и радиологический, млн. лет	Сегменты		
	энсиматический		энсиалический
	Командорские острова	Алеутские острова (западный и центральный сегменты)	Алеутские острова (восточный сегмент), п-ов Аляска
Плейстоцен		Андезитовая ассоциация (известково-щелочная серия)	Андезитовая ассоциация (известково-щелочная серия)
Плиоцен 2,0			
Миоцен: верхний 8,5	Диорит-гранитоидная ассоциация (известково-щелочная серия)	Диорит-гранитоидная ассоциация (известково-щелочная серия)	Диорит-гранитоидная ассоциация (известково-щелочная серия)
Миоцен: средний 12,3	Базальт-трахидолеритовая ассоциация (калиево-натриевая субщелочная базальтовая серия)	Базальт-трахидолеритовая ассоциация (калиево-натриевая субщелочная базальтовая серия)	
Миоцен: нижний 26,0			
Олигоцен 28,8 – 35,0	Базальт-риолитовая ассоциация (толеитовая серия)	Базальт-риолитовая ассоциация (толеитовая серия)	Базальт-риолитовая ассоциация (толеитовая серия)
Эоцен 42,3			

Инициальный этап островодужной магматической деятельности (олигоцен) на всей площади Командорских и Алеутских островов и п-ова Аляска отмечен образованием пород базальт-риолитовой ассоциации. Однако в то время как на большей части Командорско-Алеутского сегмента дуги, возникшего на мафическом основании, ассоциация относится к типу контрастных, а слагающие ее породы в петролого-геохимическом отношении соответствуют толеитовой магматической серии, базальт-риолитовая ассоциация восточного сегмента дуги, включая п-ов Аляска, расположенного на коре континентального типа, является уже непрерывно-дифференцированной и относится к известково-щелочной магматической серии. В направлении простирания Командорско-Алеутской дуги фиксируется также закономерное изменение относительных объемов кислых и основных членов ассоциации: Командорские острова – 1 : 3 (ассоциация толеитовые базальты–плагиориолиты); о-в Адак в центральной части дуги – 1 : 5 (базальты, габбро, долериты, плагиориолиты, гранодиориты); острова Уналашка, Унимак и п-ов Аляска – 3:1 (базальты, андезибазальты, средние и кислые породы нормального ряда, включая граниты и сиениты). Подчеркнем также, что одновременно с базальт-риолитовой ассоциацией в энсиалическом сегменте дуги на п-ове Аляска происходит становление и другой, чисто интрузивной ассоциации кварцевых диоритов–гранитов, отсутствующей на Командорских и Алеутских островах. В настоящей работе она не рассматривается.

Следующий, ранне-среднемиоценовый, этап представлен базальт-трахидолеритовой ассоциацией. В пределах энсиматического сегмента дуги ее слагают породы, относимые к калиево-натриевой субщелочной базальтовой серии. Важно отметить, что общая щелочность, дифференцированность и объемы излившихся и внедрившихся магматических пород закономерно убывают в восточном направлении. При этом субщелочные оливиновые базальты, трахибазальты, трахидолериты и тешениты, типичные для Командорских островов, на центральных Алеутских о-вах сменяются нормальными базальтами, долеритами и габбро, а на п-ове Аляска и прилегающих к нему островах в энсиалическом сегменте Алеутско-Аляскинской островодужной системы породы

базальт-трахидолеритовой ассоциации вообще отсутствуют. Появление пород повышенной щелочности уже на раннем этапе развития Алеутско-Аляскинской островодужной системы позволяет говорить о "нестандартности" магматической эволюции Командорско-Алеутского сегмента дуги, отличающейся от классической схемы Мияширо (Miyashiro, 1974). Закономерное уменьшение щелочности пород с запада на восток и увеличение их железистости, по-видимому, может рассматриваться как указание на непрерывное уменьшение в том же направлении глубины генерации исходных магм. Причину этого явления, скорее всего, следует искать в особенностях субдукции Тихоокеанской литосферной плиты, которая, по некоторым данным (Atwater, 1970; Scholl et al., 1975 и др.), перемещается косо по отношению к линии простирания Алеутского вулканического хребта.

Наиболее мощные проявления вулканической и плутонической активности в кайнозойское время приходятся на средний и поздний миоцен, когда на всем протяжении островной дуги происходит образование непрерывно-дифференцированной диорит-гранитоидной вулкано-плутонической ассоциации. По данным ряда авторов (Atwater, 1970; De Long, McDowell, 1975 и др.), резкая активизация магматизма, сопровождающаяся значительным воздыманием островной дуги, связана с субдукцией спредингового хребта Кула. Преобладающим типом пород являются тоналиты, гранодиориты и комагматичные им андезиты и андезидациты при подчиненной роли базальтов и габбро. Базиты энсиматического и энсиалического сегментов в петролого-геохимическом отношении практически идентичны и вместе с более кислыми образованиями соответствуют известково-щелочной магматической серии. Вещественная однородность базальтовых продуктов магматизма на всем протяжении Алеутской дуги свидетельствует, по-видимому, о практически идентичных условиях генерации исходных силикатных расплавов.

Современный этап магматизма, следующий после небольшого перерыва за миоцен-плиоценовым, характеризуется в основном эффузивной активностью, продукты которой на всем протяжении дуги относятся к известково-щелочной серии. Базиты, входящие в андезитовую ассоциацию, как и базиты предыдущей диорит-гранитоидной ассоциации, в петролого-геохимическом отношении тождественны четвертичным известково-щелочным основным породам современных зрелых островных дуг Мирового океана и активных окраин континентов. В тыловой зоне алеутского вулканического фронта имеются проявления современного калиево-натриевого субщелочного базальтового вулканизма, отсутствующего на остальной части беринговоморского склона Алеутской островной дуги. В то же время минимальные по сравнению с базитами нормальной щелочности величины отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в современных субщелочных оливиновых базальтах тыловой зоны островной дуги (о-в Богослов) и ранне-среднемиоценовых субщелочных базитах Командорских островов свидетельствуют, наряду с другими петролого-геохимическими данными, о наиболее глубинных уровнях генерации островодужных калиево-натриевых субщелочных оливин-базальтовых магм, тем самым подтверждая установленную ранее закономерность (Kuno, 1968).

Таким образом, в направленности развития базитового магматизма в разных участках Алеутско-Аляскинской островодужной системы имеются определенные различия, обусловленные, по нашему мнению, двумя причинами: 1) латеральным изменением вещественного состава и мощности земной коры, связанным с ее переходом от океанического типа к континентальному; 2) разноглубинностью генерации исходных базальтовых расплавов, определяемой различиями в относительных скоростях и направлениях схождения конвергирующих литосферных плит, их мощностях и углах наклона при субдукции.

ВНУТРИОКЕАНИЧЕСКИЕ ОСТРОВНЫЕ ДУГИ

Внутриокеанические островные дуги расположены на значительном удалении от континентов и не имеют с ними непосредственной структурной связи. Большинство дуг этого типа находятся в западной части Тихого океана (Тонга-Кермадекская, Идзу-Бонин-Марианская, Новогебридская, Соломонова, Фиджийская и др.). Их образование, вероятно, обусловлено взаимодействием Тихоокеанской и Индоокеанской литосферных плит, сопровождавшимся возникновением многочисленных разнонаправленных зон субдукции и связанной с ними магматической активностью преимущественно основного состава. К числу вулканических дуг Индийского океана следует отнести Коморскую и Андамано-Никобарскую дуги, Атлантического океана – Малоантильскую и Скотия. Во всех случаях в тылу островодужных систем расположены окраинные морские бассейны с корой океанического типа (моря Филиппинское, Лау, Скотия и др.), базитовый магматизм которых был охарактеризован выше. Часть внутриокеанических островных дуг накладывается на крупные субконтинентальные геоблоки (Новая Зеландия, Япония, Новая Гвинея), определяющие специфику вещественного состава и закономерности развития магматизма в энсиалических сегментах соответствующих дуг. Нередко они бывают эшелонированными и состоят из двух и более субпараллельных хребтов, разделенных глубокими трогами.

На сегодняшний день одной из лучше всего изученных внутриокеанических дуг является Тонга-Кермадек-Новозеландская, имеющая протяженность свыше 2000 км.

Тонга-Кермадек-Новозеландская система

Тонга-Кермадекский энсиматический сегмент. В поперечном разрезе островная дуга Тонга-Кермадек состоит из желоба, фронтальной зоны (собственно хр. Тонга-Кермадек) с невулканической (первая дуга) и вулканической (вторая дуга) цепями островов, внутридугового бассейна (прогибы Хавр и Лау) и третьей дуги – хр. Колвилл-Лау (рис. 102). В соответствии с таким строением выделяются пять структурно-формационных зон, различающихся особенностями осадконакопления, тектоники и магматизма.

Наиболее древние изверженные породы из числа слагающих дугу Тонга-Кермадек были драгированы с ее прижелобового склона (Высоцкий и др., 1983). Они имеют специфический минеральный и химический состав по сравнению с базальтами океанов и андезит-базальтовыми ассоциациями островных дуг и сходны с ранее описанными породами с Бонинских островов и Марианского желоба, получивших название бонинитов и марианитов (Meijer, 1980). В вещественном отношении это высокомагнезиальные базальты, андезибазальты и андезиты, обладающие признаками и ультраосновных (MgO до 20–25%, Al_2O_3 4,3–6,1%, CaO 4,3–6,1%, Cr до 2500 г/т), и средних (SiO_2 59%, стекло среднего и кислого состава) пород. В большинстве случаев в них наблюдается оливин или псевдоморфозы по нему, а полевые шпаты отсутствуют. Согласно Н.Л. Добрецову и др., они могут рассматриваться как эффузивные аналоги пироксенитов, причем марианиты близки к ортопироксенитам, а бониниты – к верлитам. Бониниты обнаруживают переходы к гиперстеновым (оливин-двупироксеновым) базальтам.

К марианитам относятся эффузивные породы, отличительными особенностями которых являются наличие кислого стекла, преобладание клиноэнстатита и бронзита, подчиненные количества кальциевого клинопироксена, реже пижонита, образующего каймы вокруг клиноэнстатита и бронзита, и наличие скелетных кристаллов в стекле. Следует отметить, что марианиты – одни из редких типов земных пород, в которых присутствует клиноэнстатит – минерал, встречающийся в метеоритах и на Луне.

По данным С.В. Высоцкого (Высоцкий и др., 1983), наиболее раскристаллизованные разновидности бонинитов желоба Тонга сложены порфировыми выделениями оливина (40–45%), ортопироксена (~ 10%), редкими зернами кальциевого клинопироксе-

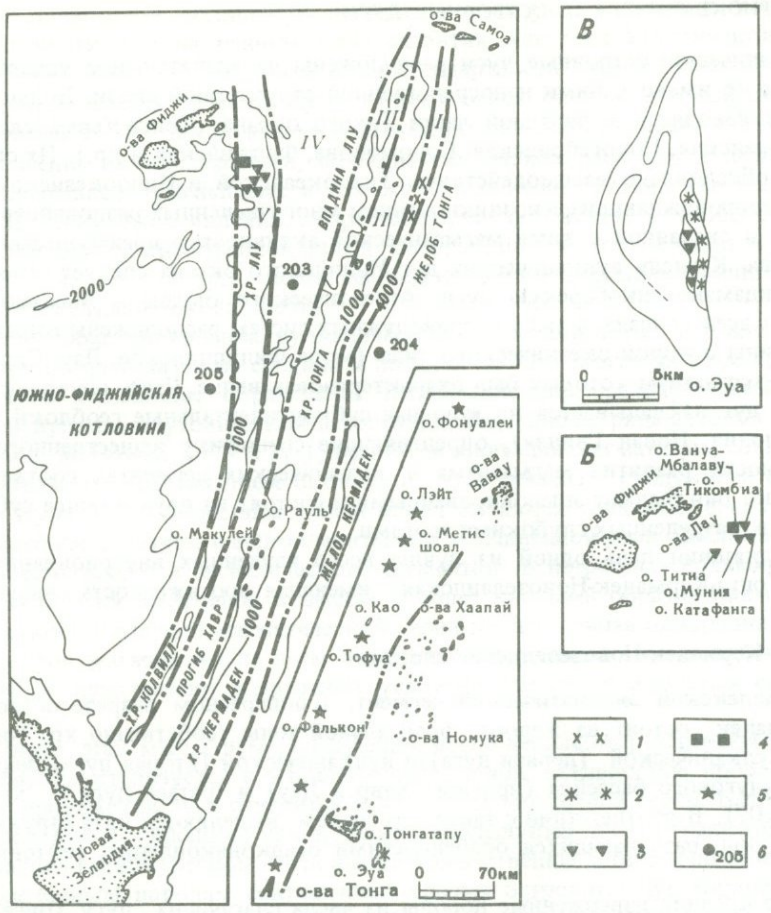


Рис. 102. Структурно-формационные зоны и магматические ассоциации островной дуги Тонга–Кермадек

На врезках: *А* – острова Тонга; *Б* – острова Лау; *В* – о-в Эуа; *I–V* – структурно-формационные зоны: *I* – желоб Тонга–Кермадек, *II*, *III* – хр. Тонга–Кермадек, (*II* – неовулканические острова, *III* – вулканические острова), *IV* – море Лау, *V* – хр. Колвилл-Лау; *1–5* – магматические ассоциации: *1* – фундамента хр. Тонга (до P), *2* – базальт-андезитовая (P_{1-2}), *3* – андезибазальтовая (N_1), *4* – базальт-андезитовая (N_2^3), *5* – базальт-дацитовая (Q_4); *6* – скважины глубоководного бурения

на, реже пижонита, погруженными в основную массу, состоящую из игольчатых кристаллов зональных пироксенов, оливина, хромита и буроватого прозрачного стекла. Химический состав пород приведен в табл. 113.

Кристаллы оливина насыщены включениями стекла с заметными признаками раскристаллизации и высокохромистой шпинели. Иногда оливин слагает ядерные части крупных зерен ортопироксена, а также образует включения в зональных ортопироксенах. Вкрапленники оливина имеют более низкую железистость (8,8%), чем оливин (12,6%), включенный в ортопироксен. Ортопироксен присутствует в виде четырех форм: 1) крупных фенокристаллов, имеющих довольно постоянный состав (Fs_{12-19}, CaO 1,8–2,1%), 2) зональных фенокристаллов, в том числе имеющих в ядре включения оливина; в зональных ортопироксенах ядро сложено более железистым ортопироксеном, а краевые части – более магнезиальным (Fs_{11-13}, CaO 2,19%); 3) ядер зональных ортопироксенов в основной массе, обрастающих широкой каймой клинопироксена; их химизм аналогичен химизму ортопироксенов второго типа; 4) тонких реакционных каемок вокруг фенокристаллов оливина.

По составу клинопироксен фенокристаллов близок к диопсиду. Это наиболее ранняя

Таблица 113. Химический состав бонинитов и марианитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	46,55	60,58	53,85	56,58	53,20	56,87	56,60	53,90	58,80
TiO_2	0,36	0,83	0,36	0,27	0,27	0,29	0,04	0,09	0,00
Al_2O_3	5,33	16,55	10,68	13,70	14,23	13,86	1,03	5,40	0,30
Fe_2O_3	0,57		0,75					2,20	
		6,56*		7,28*	8,11*	7,67*	10,09*		5,23*
FeO	8,03		7,51					7,15	
MnO	0,23	0,10	0,17	0,13	0,15	–	–	0,18	0,06
MgO	31,20	1,77	15,11	6,82	7,25	6,62	28,35	23,90	35,63
CaO	4,26	6,78	8,12	10,11	9,52	9,80	3,29	2,20	0,13
Na_2O	0,90	1,18	1,11	1,57	1,92	1,80	0,04	0,31	0,00
K_2O	0,32	0,91	0,30	0,37	0,67	0,40	0,02	0,23	–
P_2O_5	0,18		0,12	0,04	0,04	–	–	0,02	–
H_2O^-	0,28		0,20	–	–	–	–	–	–
H_2O^+	1,59		1,73		5,43	2,25	–	4,20	–
Сумма	99,57	95,26	100,01	96,83	100,79	99,56	99,53	99,78	100,15
Co	150		115		48				–
Ni	800		460		73				
Cr	3400		2000		196				
V	216		400		180				–
Zr	47		48		29				–

*Суммарное железо в форме FeO.

1–4 – желоб Тонга (Высоцкий и др., 1983): 1 – марианит, валовой состав, 2 – то же, стекло основной массы, 3 – бонинит, валовой состав, 4 – то же, стекло основной массы; 5–9 – Марианский желоб (Добрецов и др., 1980; Sharaskin, 1982): 5 – бонинит, валовой состав, 6 – то же, стекло основной массы, 7 – пижонит микролита, 8 – марианит, валовой состав, 9 – клиноэнстатит из марианита.

Примечание. Cr_2O_3 – 0,31; NiO – 0,08% (ан. 9).

генерация, характеризующаяся высокой магнезиальностью (Fs_{12-16}, Al_2O_3 1,1–2,2%) и хромистостью (Cr_2O_3 0,7–0,8%). Близким химическим составом обладает клинопироксен, образующий включения в ортопироксене. Клинопироксен, обрастающий ортопироксен, представлен авгитом. Он более железистый (Fs_{25}, Al_2O_3 1,04%) и менее хромистый.

Ранние генерации хромитов имеют близкий состав и высокую хромистость (Cr_2O_3 60–63%) и более высокую магнезиальность (MgO 11–12%) при относительно низком содержании глинозема (7,5%). Они очень близки по составу к ранним хромитам, известным в бонинитах на других внутриокеанических дугах. Хромиты поздней генерации (в стекле) отличаются более высокой железистостью (FeO 25–26%) и меньшей магнезиальностью (MgO 8,1%) и хромистостью (Cr_2O_3 58–60%).

Как уже отмечалось, характерной особенностью пород является присутствие кислого стекла. Так, в хорошо раскристаллизованных разностях интерстиционное стекло содержит 56–57% SiO_2 и 14–16,5% и Al_2O_3. Ассоциация описанных выше минеральных фаз и кислого стекла неравновесна, что четко фиксируется по реакционным взаимоотношениям минералов и окружающего их мезостазиса. Подобная ассоциация могла образоваться только при очень высоких температурах в перегретых магмах. Расчеты по двупироксеновому термометру Вуда и Банно (Wood, Bann, 1973) показывают, что температура кристаллизации вкрапленников колеблется в пределах 1414–1429° С. Такие же температуры кристаллизации получены и для зональных пироксенов основной массы.

Весьма характерно распределение РЗЭ в бонинитах. Им свойствен хондритовый тип

Таблица 114. Химический состав основных пород и породообразующих пироксенов из базальтовых ассоциаций островной дуги Тонга–Кермадек

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	51,98	50,67	54,52	49,17	53,17	55,49	48,10
TiO_2	0,86	0,81	0,85	0,65	0,56	0,88	0,90
Al_2O_3	17,53	16,10	16,06	18,68	16,62	15,44	19,66
Fe_2O_3	4,96	2,78	3,34	2,81	2,91		
						8,38*	10,72*
FeO	5,56	8,17	7,79	6,75	7,49		
MnO	0,24	0,18	0,20	0,17	0,18	0,15	0,18
MgO	5,03	5,97	3,90	5,88	4,87	6,56	5,32
CaO	9,50	11,69	10,11	12,79	11,01	8,56	11,90
Na_2O	2,43	2,09	2,38	1,75	1,77	3,24	2,24
K_2O	0,19	0,21	0,25	0,35	0,46	1,09	0,74
P_2O_5	0,09	0,04	0,07	0,05	0,08	0,27	0,23
H_2O	1,47	0,88	0,73	0,75	0,24	1,10	0,60
Сумма	100,16	100,15	100,35	99,80	99,86	99,18	100,02

*Суммарное железо в форме FeO.

1–5 – хребет Тонга-Кермадек (Ewart, Bryan, 1973; Ewart et al., 1977): 1 – толеитовый базальт, базальт-андезитовая ассоциация, о-в Эуа (среднее из 4 ан.), 2–5 – базальт-дацитовая ассоциация: 2 – толеитовый базальт, о-в Рауэль (среднее из 6 ан.), 3 – андезибазальт, там же (среднее из 2 ан.), 4 – толеитовый базальт, о-в Макулей, 5 – андезибазальт, о-в Лэйт; 6–8 – хр. Колвилл-Лау:

распределения РЗЭ, иногда наблюдается слабая Eu-аномалия. При этом концентрация РЗЭ в бонинитах всегда ниже, чем в базальтах срединно-океанических хребтов, и совпадает с концентрациями РЗЭ в наиболее "примитивных" базальтовых членах островодужной толеитовой серии. В частности, бониниты желоба Тонга в отношении концентрации и особенностей распределения РЗЭ очень близки эоценовым толеитам о-ва Эуа в системе фронтальной невулканической дуги Тонга-Кемадек, описанным ниже.

Особенности минералогии (клиноэнстатит, ортопироксен широких вариаций состава, хромит) и геохимии (хондритовый спектр РЗЭ) подтверждают специфику марианит-бонинитовой ассоциации. Помимо Тонга-Кермадекской дуги, породы этого типа встречаются в нижних частях разрезов Марианской, Японской и Идзу-Бонинской внутриокеанических дуг, где они расположены стратиграфически выше пород офиолитового фундамента.

Своеобразие петролого-геохимических и минералогических черт пород, входящих в состав марианит-бонинитовой ассоциации, по-видимому, не позволяет относить их к толеитовой магматической серии, хотя налицо и ряд общих черт, как было указано выше. Возможно, что марианит-бонинитовую ассоциацию следует рассматривать в качестве самостоятельной серии, типоморфной исключительно для наиболее ранних этапов развития островных дуг.

Наиболее древние магматические образования дуги Тонга-Кермадек обнаружены лишь на о-ве Эуа (см. рис. 107). Они могут быть объединены в две магматические ассоциации[1], разделенные периодом слабой вулканической активности продолжительностью около 10 млн. лет.

Породы, более ранние по времени образования базальт-андезитовой ассоциации, залегающие на о-ве Эуа под верхнеэоценовыми известняками, представлены многочисленными дайками слабо метаморфизованных базальтов, андезибазальтов, андезитов, ре-

[1] Конкретные магматические ассоциации выделены А.А. Цветковым на основании анализа литературных данных.

8	9	10	11	12	13	14	15	16
55,94	50,01	50,44	51,20	49,22	51,92	51,68	52,42	51,43
0,73	0,29	0,45	0,30	0,37	0,22	0,29	0,16	0,42
19,25	3,59	2,30	1,78	2,09	1,50	1,71	1,47	1,83
7,77*	8,96*	12,66*	19,78*	21,47*	18,64*	18,90*	17,67*	18,26*
0,21	0,25	0,35	0,50	0,48	0,49	0,44	0,46	0,59
3,08	14,95	14,00	16,79	14,14	20,52	17,08	19,85	16,44
8,44	21,22	19,40	9,64	10,67	6,00	10,23	8,00	11,47
3,02	0,40	0,31	0,09	0,12	0,05	0,09	0,04	0,04
1,20								
0,35								
0,65								
99,45	99,68	99,95	100,08	99,26	99,34	100,42	100,07	100,28

6 — андезибазальт, андезибазальтовая ассоциация, о-в Тития, 7, 8 — базальт-андезитовая ассоциация, о-в Вануа-Мбалаву: 7 — базальт, 8 — андезибазальт; 9, 10 — клинопироксены из пород базальт-андезитовой ассоциации, о-в Эуа; 11—16 — ортопироксены из пород базальт-дацитовой ассоциации: 11, 12 — о-в Хунга Хапаи, 13, 14 — о-в Лэйт, 15, 16 — о-в Тафахи.

же андезидацитов и туфами того же состава, обнажающимися на восточном побережье острова (Лакупо Бич), и большим количеством валунов тех же пород (включая валуны кварцевого габбро, неизвестного в коренном залегании) из коренных известковистых конгломератов в районе Вайнгана и Лакупо Бич. Породы этой ассоциации не обнажаются больше ни на одном из островов системы Тонга-Кермадек, хотя, по-видимому, и залегают повсеместно под покровом известковых отложений восточной невулканической цепи островов (Ewart, Bryan, 1973).

Базальты и андезибазальты характеризуются присутствием вкрапленников плагиоклаза (битовнит-анортит в наиболее основных лавах) и авгита (табл. 114). В основной массе оливиновых андезибазальтов рассеяны зерна титаномагнетита и антигоритовые псевдоморфозы по оливину. Все породы изменены. Для них характерно развитие актинолита, хлорита (рипидолита), эпидота, кальцита и пирита как в основной массе, так и по плагиоклазу вкрапленников.

Химизм основных членов базальт-андезитовой ассоциации дуги Тонга-Кермадек (см. табл. 104) определяется исключительно низкими содержаниями K_2O (0,19%), TiO_2 (0,86%) и высоким отношением Na_2O/K_2O (12,8). В отличие от близких к ним по петрографическим особенностям пород последующих магматических ассоциаций в базальтах базальт-андезитовой ассоциации отсутствует тенденция к резкому обогащению железом (Ewart, Bryan, 1973). Привлекают внимание низкие содержания Rb, Ba и Sr, составляющие 1,5, 38 и 115 г/т соответственно, и относительно невысокие (0,011 и 0,96) величины отношений Rb/Sr и Ni/Co на фоне высоких K/Rb и V/Ni отношений, равных соответственно 1215 и 10,7. Отсутствует какая-либо корреляционная связь между величиной отношений K/Rb и содержанием K_2O и SiO_2. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в высокоглиноземистых базальтах, по данным Гилла (Gill, 1976), равно 0,7034, а в более кислых андезибазальтах — 0,7038. Суммарное содержание РЗЭ в тех же породах составляет 12,5 и 50,7 г/т соответственно, причем для андезибазальтов типично преобладание элементов цериевой группы, а в базальтах распределение РЗЭ сходно с хондритовым. Важной особенностью базальтов о-ва Эуа является более низкая сумма РЗЭ

по сравнению с базальтами MORB (Ewart, Bryan, 1973). Результаты радиологического датирования базальтов и кварцевых габбро K-Ar методом (46,1 и 46,6 млн. лет соответственно) свидетельствуют о доверхнеэоценовом возрасте ассоциации.

В отношении петрохимической типизации базальт-андезитовой ассоциации высказываются различные мнения. Так, Фишер и Энгель (Fisher, Engel, 1969) полагали, что она может рассматриваться как верхняя часть офиолитового комплекса, входящего в состав океанической коры. В качестве доказательства приводились результаты драгировок свежих и частично серпентинизированных перидотитов и дунитов с относительно небольших глубин островодужного склона желоба Тонга. В то же время другая группа исследователей (Kroenke, Tongilava, 1975) полагает, что эоценовый вулканизм островов Тонга обусловлен трансформным разломом, располагавшимся параллельно современной оси желоба Тонга, и высказывает соображение, что образование желоба и воздымание фронтальной дуги Тонга-Кермадек произошло в период от среднего до позднего эоцена. Однако, по мнению Эварта и Брайана (Ewart, Bryan, 1973), разделяемому нами, петролого-геохимические особенности наиболее ранних по времени образования основных изверженных пород о-ва Эуа, занимающих промежуточное положение между толеитовыми базальтами срединно-океанических хребтов (MORB) и базальтами современной фазы магматизма на островах Тонга и Кермадек, характеризуемых ниже, позволяют относить их к производным островодужной толеитовой серии. Подтверждением этого служат геохимические и возрастные различия базальтов о-ва Эуа (эоцен) и абиссальных базальтов типа MORB (верхний мел), вскрытых скв. 204 глубоководного бурения в 116 км к востоку от оси желоба Тонга. В первую очередь следует отметить более низкие величины содержаний РЗЭ в базальтах о-ва Эуа.

Андезибазальтовая ассоциация занимает незначительный объем и представлена горизонтами андезибазальтовых туфов малой мощности, чередующихся с фораминиферовыми известняками, содержащими миоценовую фауну. Минералогический анализ показал присутствие в андезибазальтовых туфах таблитчатого плагиоклаза (битовнита), бипирамидального кварца, титаномагнетита, авгита, единичных зерен коричневой роговой обманки и гиперстена.

Современная активная цепочка вулканов расположена в западной части хр. Тонга-Кермадек и представлена стратовулканами Хунга Хапаи, Лэйт, Фонуалеи, Метис Шоал, Као, Тофуа и др. (см. рис. 102). Продукты их извержений объединены нами в плейстоцен-четвертичную базальт-дацитовую ассоциацию.

Доминирующим типом магматических пород на островах Тонга являются андезибазальты. Они характерны для вулканов Хунга Хапаи, Лэйт, Као, Тофуа и практически идентичны по химизму (см. табл. 114). Вулкан о-ва Фонуалеи изливал в основном дацитовые и в меньших объемах андезитовые и андезидацитовые лавы. Последние встречаются также на островах Лэйт и Тофуа. В 1967–1968 гг. произошло подводное извержение подводного вулкана Метис Шоал, давшее стекловатые риолитовые лавы. Большинство островов группы Кермадек, как, например, о-в Рауль, представляют собой сложные многоцентровые стратовулканы, сложенные плиоплейстоценовыми подводными и субаэральными базальтовыми и андезибазальтовыми лавами, в основании разреза часто с подушечной отдельностью. Вулкан о-ва Рауль был активен и в историческое время. Остров Макулей сложен авгит-гиперстеновыми базальтами, образующими основание вулкана. Вслед за непродолжительным периодом покоя следовало извержение дацитовых пемз, за которыми вновь изливались базальты.

Минеральный состав основных пород базальт-дацитовой ассоциации довольно однообразен. Они сложены плагиоклазом состава An_{84-88}, клино- и ортопироксенами в стекловатом мезостазисе с микролитами основного–среднего плагиоклаза, пижонита (в андезибазальтах) и апатита. Клинопироксен вкрапленников представлен авгитом, который варьирует по составу от $Wo_{40}En_{52}Fs_8$ в базальтах до $Wo_{38}En_{48}Fs_{14}$ в андезибазальтах. Ортопироксен в этих же породах представлен гиперстеном состава $Wo_5En_{80}Fs_{15}$ (базальты) и $Wo_5En_{70}Fs_{25}$ (андезибазальты). Особенности эволюции

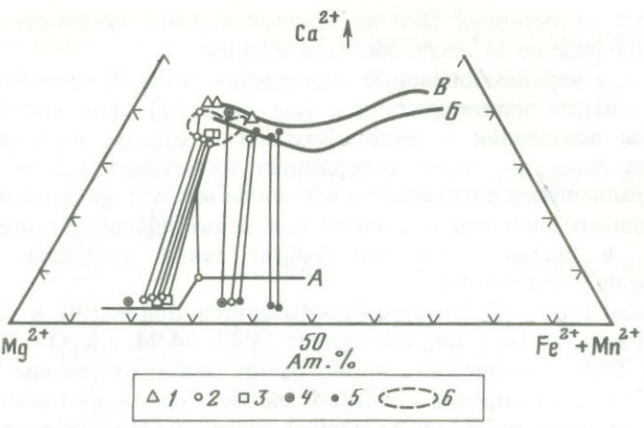


Рис. 103. Диаграмма составов породообразующих пироксенов в лавах базальт-дацитовой (*1–4*) и базальт-андезитовой (*5*) ассоциаций островов Тонга (Ewart, Bryan, 1973)

1, 2 – основные лавы: *1* – о-в Лэйт, *2* – о-в Хунга Хапаи; *3–5* – кислые лавы: *3* – о-в Метис Шоал, *4* – о-в Фонуалеи, *5* – о-в Эуа; *6* – поле толеитовых базальтов лавового озера Макаопухи, Гавайские острова; *A–B* – тренды эволюции состава пироксенов: *A,Б* – в расслоенной интрузии Скергаард, *B* – в базитах Исландии

пироксенов отражены на диаграмме Ca–Mg–Fe (рис. 103). Данные по распределению Mg, Mn, Ti, V, Sc и Ni между сосуществующими пироксенами обнаруживают линейную корреляционную зависимость, что свидетельствует о равновесности условий их образования. Применение методов геотермометрии позволяет оценить температуру закалки андезибазальтовых лав в 1000–1124°С, температуру плагиоклазового ликвидуса при P = 1 бар – в 1210–1277°С и температуру установления равновесия ортопироксен–клинопироксен – в 990–1150°С (Ewart et al., 1977).

Отметим еще две минералогические особенности базитов плейстоцен-четвертичной базальт-дацитовой ассоциации: 1) полное отсутствие водосодержащих минеральных фаз и оливина; 2) отсутствие во вкрапленниках базальтов магнетита и его обилие в более кислых породах. Температурные параметры минеральных равновесий в андезибазальтовых лавах островов Тонга наряду с другими приведенными выше петрологическими данными свидетельствуют о "безводном" характере исходных магматических расплавов. Этот вывод, в частности, позволяет сразу же исключить возможность их генерации в результате плавления гидратированной океанической коры в зонах субдукции.

В химическом отношении (см. табл. 114) продукты современного активного вулканизма архипелага Тонга-Кермадек отличаются от основных пород эоценовой базальт-андезитовой ассоциации повышенными содержаниями Fe_2O_3, FeO, K_2O, Rb, Sr, Ba, величинами отношений K/Rb, FeO/Fe_2O_3, Na_2O/K_2O, а в некоторых случаях, например для вулканов островов Лэйт и Фонуалеи, – содержанием Ca. При этом отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в четвертичных базитах о-вов Тонга соответствует мантийному, составляя 0,7036–0,7038 (Ewart et al., 1977). В целом геохимические данные свидетельствуют о принадлежности базальт-дацитовой ассоциации к толеитовой магматической серии, хотя в возрастном ряду основных пород происходит закономерное увеличение содержаний Rb, Sr, Rb, Ba, РЗЭ, Zr и уменьшение – Ni, Co, Cr, V, Sc, Cu, что является следствием направленной эволюции исходных расплавов в сторону сближения с составами базальтовых выплавок известково-щелочной магматической серии.

На островах Лау можно выделить две ассоциации, соответствующие стратиграфическим подразделениям Лэнда, Хофмейстера и Гилла (Gill, 1976): 1) андезибазальтовую, слагающую фундамент хр. Колвилл-Лау (верхний миоцен, 9,07–6,37 млн. лет); 2) базальт-андезитовую (средний плиоцен 2,82–3,90 млн. лет). Горные породы древнее

верхнего миоцена на островах Лау не встречены, хотя мощность земной коры на геофизическом профиле по 31° ю.ш. составляет 15 км.

На островах Лау верхнемиоценовые извержения были приурочены к нескольким вулканическим центрам полигенного типа (см. рис. 102). Наиболее широко распространенные породы ассоциации – андезибазальты – состоят из вкрапленников плагиоклаза состава An_{70-40}, часто содержащих включения стекла, клинопироксена и магнетита. Вкрапленники погружены в основную массу с микролитами плагиоклаза, пироксена и рудного минерала в свежем или девитрифицированном стекле. Кроме андезибазальтов, в состав ассоциации входят также андезиты, андезидациты и дациты. Базальты не установлены.

Результаты химических анализов андезибазальтов приведены в табл. 114. Можно видеть, что содержание SiO_2 в них составляет 55,49–54,94, а K_2O – 1,20–1,09%. С ростом содержания SiO_2 железистость пород растет слабо: отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ равно 0,7031 (Gill, 1976). В отношении особенностей химизма можно отметить следующее. Андезибазальтовые лавы островов восточной части хр. Лау (острова Катафанга, Тикомбия) содержат меньше K, Rb, Th, U и характеризуются более высоким отношением K/Rb, чем андезибазальты островов Тития и Вануа-Мбалаву, расположенных в 80 км западнее (см. рис. 102). Эти различия связываются с направлением субдукции междуговой океанической плиты (с востока на запад) под хр. Лау (Gill, 1976). Аналогичным образом изверженные породы островов Лау обладают пониженными по сравнению с синхронными им лавами островов Фиджи содержаниями Sr, Ba, Pb, Th и U и более высокими – Y и тяжелых РЗЭ. В целом минералогические и геохимические особенности пород андезибазальтовой ассоциации согласуются с моделью близкоповерхностного фракционирования клинопироксена, плагиоклаза и магнетита из исходного базальтового расплава с образованием более кислых производных.

Вулканиты базальт-андезитовой ассоциации отделены на островах Лау от пород андезибазальтовой ассоциации толщей известняков мощностью 70 м. Петрографический состав базитов обеих ассоциаций достаточно близок, однако объемы изверженных базальтов и андезибазальтов, входящих в среднеплиоценовую базальт-андезитовую ассоциацию, значительно превышают объемы соответствующих пород, образовавшихся в верхнемиоценовую фазу магматизма.

Базальтовые лавы, в частности слагающие многочисленные потоки на о-ве Вануа-Мбалаву, состоят из вкрапленников плагиоклаза, оливина и клинопироксена в слабо раскристаллизованной основной массе. В химическом отношении (см. табл. 114) они отвечают низкотитанистым, высокоглиноземистым оливин- и кварц-нормативным базальтам. Андезибазальты обеих ассоциаций близки по содержанию SiO_2 и величине отношения FeO/MgO. В то же время среди пород одинаковой кремнекислотности вулканиты базальт-андезитовой ассоциации обладают пониженными концентрациями TiO_2, Zr, Y, Co, Cr, Sc, V и повышенными – Al_2O_3, K_2O, P_2O_5, Sr. По сравнению с породами с аналогичными FeO/MgO отношениями они содержат больше Al_2O_3 и меньше – TiO_2, Zr, Y и Sc, что указывает на несколько более "эволюционированный" характер исходных магматических расплавов базальт-андезитовой ассоциации.

Таким образом, энсиматический сегмент Тонга-Кермадек-Новозеландской островодужной системы характеризуется спецификой естественных магматических ассоциаций, не выходящих в петролого-геохимическом отношении за рамки островодужной толеитовой серии. Поэтому, по-видимому, вполне правомерно отнесение дуги Тонга-Кермадек к категории юных островных дуг, в пределах которых только начинается формирование "гранитно-метаморфического слоя" и отсутствуют изверженные породы известково-щелочных, калиево-натриевых субщелочных базальтовых, шошонитовых и щелочных магматических серий. Контаминирующее влияние материала земной коры на мантийные магмы здесь было минимальным, что подтверждается изотопными данными (Sr и Nd). Химические составы горных пород, очевидно, отражают лишь особенности процесса магмогенерации и последующей фракционной дифференциации в близповерхностных магматических очагах.

Таблица 115. Химический состав основных пород и породообразующих клинопироксенов из андезит-риолитовой ассоциации района Таупо Новой Зеландии (Ewart, Stipp, 1968; Cole, 1973)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	49,52	51,16	54,90								
TiO_2	1,15	0,80	0,76	0,30	0,50	0,49	0,42	0,50	0,68	0,32	0,96
Al_2O_3	17,32	17,12	16,90								
Fe_2O_3	3,81	2,40	2,10								
FeO	7,03	7,25	6,30	6,87	6,54	6,09	7,54	10,46	6,77	7,04	10,65
MnO	0,18	0,15	0,02								
MgO	6,01	6,12	5,20	16,30	15,53	16,34	15,04	14,93	15,05	16,17	12,94
CaO	11,41	11,41	8,40	17,19	20,43	20,47	18,62	18,60	21,17	17,16	18,04
Na_2O	2,50	2,28	2,60								
K_2O	0,33	0,54	1,00								
P_2O_5	0,19	0,13	0,10								
H_2O^-	0,26	0,15	0,06								
H_2O^+	0,25	0,27									
Сумма	99,97	99,80	99,47								

1, 2 – базальты; 3 – андезибазальт; 4–11 – клинопироксены базальтов: 4 – ядро вкрапленника, вулкан Ротакавау, 5 – краевая часть того же вкрапленника, 6 – ядро вкрапленника, вулкан Татуа, 7 – краевая часть того же вкрапленника, 8 , 10 – ядра вкрапленников, вулкан Онгарото, 9, 11 – краевые части тех же вкрапленников.

Примечание. Ce – 19; Pr – 4,1; Nd – 20; Sm – 4; Eu – 1,3; Gd – 46; Tb – 0,8; Ho – 1,2; Er – 4,2; Yb – 2,7; Y – 19; Σ РЗЭ – 80,3 (среднее для базальта).

Новозеландский энсиалический сегмент. Южным структурным продолжением Тонга-Кермадекской островной дуги является район Таупо на Северном острове Новой Зеландии. Его вулканизм описан Хили, Стейнером, Кларком, Эвартом и др.

Преобладающим типом магматической деятельности в районе Таупо является плейстоцен-современный вулканизм, приуроченный к четырем основным центрам – оз. Таупо, кольцевой структуре Мокай, вулканам Роторуа и Окатайна. Его продукты объединены нами в андезит-риолитовую ассоциацию. Более древние магматические породы изучены слабо. Последовательность вулканической деятельности каждого центра в целом была следующей: 1) образование мощных толщ риолитовых игнимбритов; 2) возникновение риолитовых куполов, реже излияния средних и основных лав; 3) формирование более молодых риолитовых куполов, лав и пемз; 4) накопление мощных толщ риолитовых пемз. Базальты – наименее распространенный тип изверженных пород. Они встречаются локально в виде маломощных лавовых потоков и шлаковых конусов. Наиболее значительное базальтовое излияние произошло в 1886 г. из вулкана Таравера. Андезибазальты распространены на крайнем юго-западе и северо-востоке района Таупо и приурочены в основном к нескольким действующим вулканам Национального парка Тонгариро. По подсчетам Хили объемы извергнутых магматических масс в плейстоцене–голоцене в районе Таупо таковы (в $км^3$): риолиты – 6000, андезиты – 400, базальты и дациты – не более 10.

Типичными представителями основных членов андезит-риолитовой ассоциации являются андезибазальты, излившиеся из вулкана Нгаурухое в 1954 г. Лавы этого вулкана порфировидные и сильно пузыристые. Во вкрапленниках (30–40%) присутствуют зональный плагиоклаз состава An_{65-80} (в краевых участках зерен до An_{45}), клинопироксен-авгит $Wo_{38-40}En_{47-49}Fs_{15-19}$, ортопироксен-гиперстен-бронзит $Wo_{4-5}En_{70-75}Fs_{19-25}$ с ламеллями авгита, зональный оливин (Fa_{10-40}), чермакитовая роговая обманка, титаномагнетит и ильменит (Ewart, 1971). Основная масса полностью раскристаллизована и состоит из микролитов плагиоклаза (An_{45-60}), гиперстена, авгита, пижонита, кварца и мелких зерен титаномагнетита.

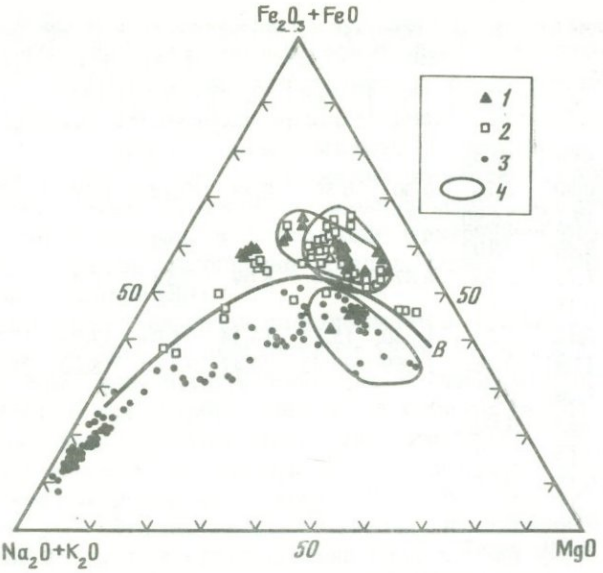


Рис. 104. Диаграмма составов магматических пород островной дуги Тонга–Кермадек и района Таупо Новой Зеландии (Ewart et al., 1977)

1–3 – породы островов: *1* – Тонга, *2* – Кермадек, *3* – Новой Зеландии; *4* – поля составов базитов. *B* – то же, что на рис. 27

Большинство базальтовых лав района Таупо, помимо плагиоклаза, содержат вкрапленники оливина и авгита (табл. 115). Примерные количественно-минералогические соотношения породообразующих минералов во вкрапленниках и в основной массе следующие (в об. %): вкрапленники (2–17) – плагиоклаз 0,3–10,2; оливин 0,6–7,9; авгит 0,2–3,4; гиперстен 0,1–2,0; основная масса (56,8–79,88) – плагиоклаз 15,6–25,6; оливин 0,6–3,5; авгит 0–4,1; гиперстен 0–3,7; магнетит 0,3–10,3. Оливин повсеместно замещен рудным минералом вплоть до образования полных псевдоморфоз. Присутствующие в базальтах зерна плагиоклаза, оливина, клино- и ортопироксена, по данным Коля (Cole, 1973), являются кумулятивными минеральными фазами, комагматичными вмещающим лавам. В некоторых базальтах встречаются ксенолиты девитрифицированных риолитов. Кроме того, в лавах вулканов Нгаурухое и Таравера, как и в лавах других вулканов района Таупо, часто наблюдаются включения кварцитов и кварц-полевошпатовых пород типа гнейсов, нередко сильно оплавленных и частично ассимилированных. Это обстоятельство прямо указывает на возможность контаминированности исходных магматических расплавов сиалическим веществом континентальной земной коры – фундамента Новой Зеландии.

Сравнение основных пород андезит-риолитовой ассоциации Таупо с одновозрастными и однотипными магматическими образованиями энсиматической части островной дуги показывает, что основные породы андезит-риолитовой ассоциации отличаются от плейстоцен-четвертичных магматических образований островов Тонга и Кермадек более низкими отношениями FeO/MgO (соответственно 1,47–1,75 и 1,59–2,80) и более высокими содержаниями щелочей, главным образом калия. В петрохимическом отношении новозеландские базальтовые лавы отчетливо соответствуют известково-щелочной магматической серии, тогда как породы островов Тонга и Кермадек – толеитовой. Абсолютные величины содержаний Fe_2O_3 + FeO и MgO для новозеландских пород в среднем ниже, чем для сегмента Тонга-Кермадек, что отчетливо видно на диаграмме *AFM* (рис. 104).

Анализируя особенности распределения Ti, Zr и Ce в основных породах островов Тонга и Кермадек, моря Лау и района Таупо (рис. 105), можно видеть, что базальты

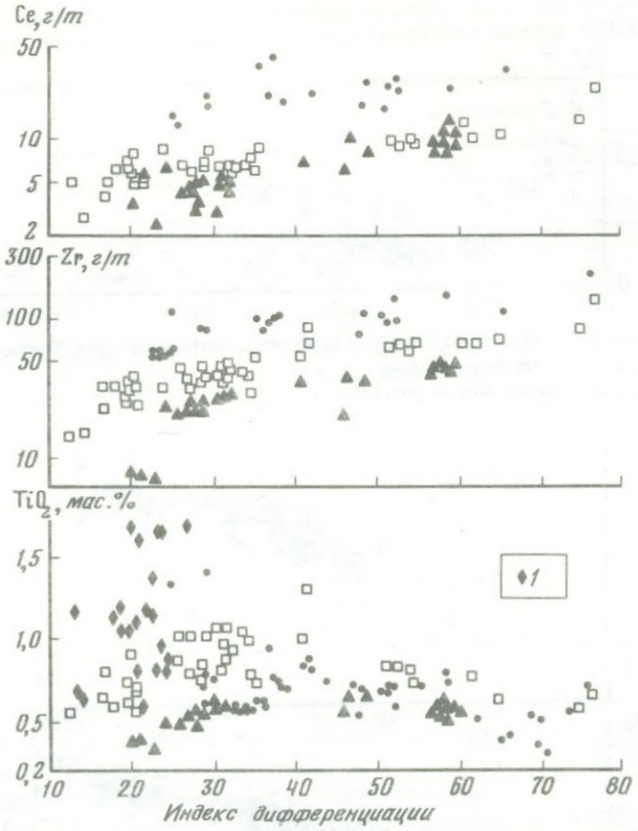


Рис. 105. Зависимость содержаний Ce, Zr и TiO_2 от индекса дифференциации Торнтона–Таттла в магматических породах островов Тонга, Кермадек, моря Лау и района Таупо Новой Зеландии (Ewart, Stipp, 1968)

1 – породы моря Лау; остальные условные обозначения те же, что на рис. 104

энсиматического сегмента дуги характеризуются приблизительно одинаковыми концентрациями указанных элементов, тогда как новозеландские отличаются более высокими (за исключением TiO_2) их абсолютными содержаниями. Самые титанистые – толеитовые базальты моря Лау. Сравнение содержаний Rb, Ba и Sr показывает, что новозеландские основные лавы значительно обогащены первыми двумя элементами. Хотя концентрация Sr в кислых членах андезит-риолитовой ассоциации Таупо варьирует от 140 до 620 г/т, в наиболее основных членах ассоциации – базальтах и андезибазальтах – она относительно стабильна (215–320 г/т) и совпадает с таковой в аналогичных породах островов Тонга и Кермадек.

Геохимические различия одновозрастных магматических ассоциаций энсиматического и энсиалического сегментов Тонга-Кермадек-Новозеландской островодужной системы хорошо видны также на диаграмме K–K/Rb (рис. 106). Новозеландские магматические породы характеризуются близким к логарифмическому трендом эволюции в зависимости от содержания калия, причем отношение K/Rb в основном варьирует от 200 до 300. В то же время величина K/Rb отношения в тонга-кермадекских породах составляет 300–1000 и не проявляет зависимости от содержания в них калия.

В отношении распределения ферромагнезиальных элементов можно отметить положительную корреляционную связь содержаний в базитах Ni и Cr с MgO (рис. 107). Фигуративные точки магматических пород островов Тонга и Кермадек полностью перекрываются. Новозеландские образцы перекрывают их лишь отчасти. В большинстве случаев для последних характерны более высокие содержания Ni, Cr и Mg, что

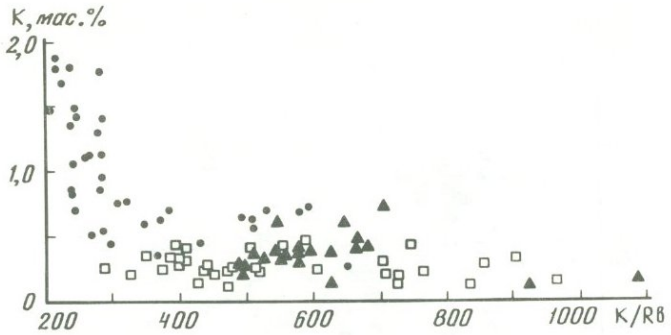


Рис. 106. Диаграмма K–K/Rb для базальтов и андезитов островной дуги Тонга–Кермадек и района Таупо Новой Зеландии (Ewart, Stipp, 1968)

Условные обозначения те же, что на рис. 104

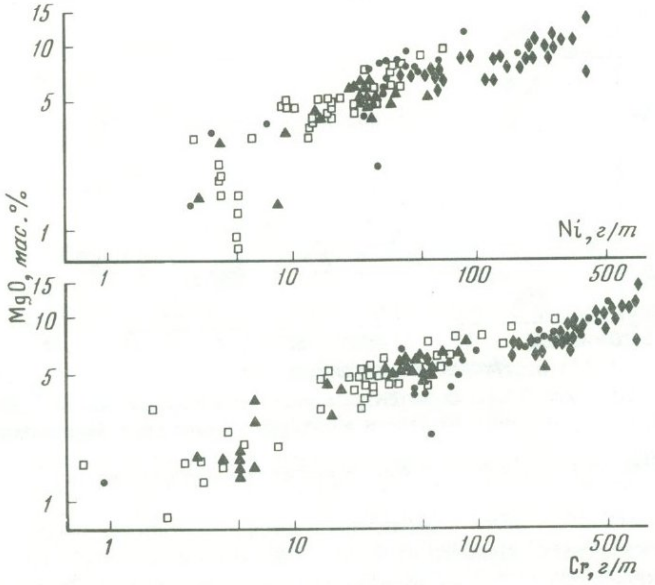


Рис. 107. Диаграммы MgO–Ni и MgO–Cr для магматических пород островной дуги Тонга–Кермадек, моря Лау и района Таупо Новой Зеландии (Ewart, Stipp, 1968)

Условные обозначения те же, что на рис. 104 и 105

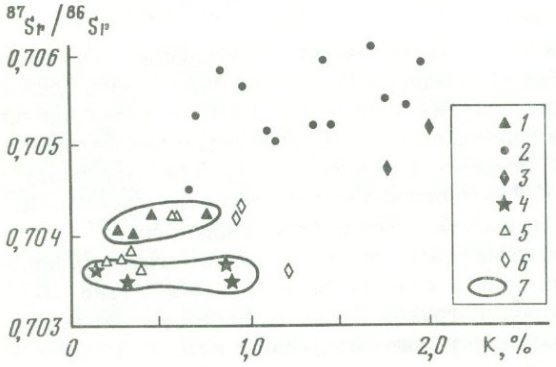


Рис. 108. Диаграмма $^{87}Sr/^{86}Sr$–K магматических пород островов Тонга и района Таупо Новой Зеландии (Ewart et al., 1977)

1–3 – породы района Таупо: *1* – базальты, *2* – андезиты, *3* – дациты; *4–6* – породы островов Тонга: *4* – базальты, *5* – андезиты, *6* – дациты; *7* – поля составов базальтов

Таблица 116. Схема эволюции базитового магматизма Тонга-Кермадек-Новозеландской островодужной системы (составлена А.А. Цветковым с использованием данных Дж. Гилла, Р. Брайана, Е. Эварта, Р. Стиппа)

Возраст геологический и радиологический, млн. лет		Сегменты		
		энсиматический		энсиалический
		хр. Колвилл-Лау	хр. Тонга-Кермадек	район Таупо, Новая Зеландия
0 – Плейстоцен 1,8		Базальт-андезитовая ассоциация (толеитовая серия)	Базальт-дацитовая ассоциация (толеитовая серия)	Андезит-риолитовая ассоциация (известково-щелочная серия)
Плиоцен 5,0				
Миоцен	верхний 10,5	Андезит-базальтовая ассоциация (толеитовая серия)	Андезит-базальтовая ассоциация (толеитовая серия)	
	средний 16,0			
	нижний 22,5			
Олигоцен 37,5				
Эоцен	верхний 43,0			
	средний		Базальт-андезитовая ассоциация (толеитовая серия)	

свидетельствует, вероятно, о более глубинных уровнях генерации исходных силикатных расплавов. Важно отметить, что концентрации этих элементов плавно изменяются при переходе от островодужных базальтов к толеитам моря Лау, причем последние в целом обладают более высокими их концентрациями.

Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в лавах островов Тонга варьирует от 0,7036 до 0,7043, при этом более кислые породы обычно и более радиогенные. Характерны следующие пределы вариаций величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$: андезибазальты 0,7036–0,7038, андезиты 0,7042, дациты 0,7042–0,7043, риолиты 0,7036 (Ewart et al., 1977). В новозеландских андезибазальтах величина этого отношения составляет 0,7045–0,7061 и перекрывает таковые в риолитах. Наличие положительной корреляционной связи между величиной отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и содержанием SiO_2 в породах (рис. 108) наряду с приведенными выше петролого-геохимическими критериями вполне определенно свидетельствует о коровой контаминации новозеландских лав (Ewart, Stipp, 1968). Схема магматической эволюции Тонга-Кермадек-Новозеландской островодужной системы приведена в табл. 116.

Подводя итоги сравнения петролого-геохимических особенностей базитового магматизма энсиалического и энсиматического сегментов Тонга-Кермадек-Новозеландской островодужной системы, необходимо подчеркнуть следующее. Новозеландские лавы закономерно обогащены "некогерентными" элементами (K, Rb, Ba, легкими РЗЭ, Zr, U, Th, Pb, Cs, Nb, Sn) по сравнению с однотипными породами островов Тонга и Кермадек. Они обогащены также Mg, Cr, Ni и имеют более высокие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$. Интересно, что абсолютные концентрации некогерентных элементов в новозеландских базальтах выше, даже чем в кислых породах энсиматической части островодужной системы. Поскольку наиболее существенным отличием Новозеландского и Тонга-Кермадекского отрезков единой Тонга-Кермадек-Новозеландской островодужной морфоструктуры является различие в составе, мощности и строении земной коры, петролого-геохимические особенности их магматических пород обусловлены, скорее всего, не латеральной вещественной гетерогенностью подкоровых участков мантии – областей генерации соответствующих исходных расплавов, а связаны с явлениями контаминации последних коровым сиалическим материалом.

Примером островодужных систем, не связанных с океаном, могут служить островные дуги Средиземного моря. Их современный базитовый магматизм в отличие от основного магматизма периферийно- и внутриокеанических островных дуг, рассмотренного выше, обладает рядом специфических черт, к числу которых в первую очередь следует отнести повышенную щелочность изверженных пород. По мнению большинства исследователей (Barberi et al., 1974; Ninkovich, Hays, 1972; Keller, 1974), это обусловлено различиями в вещественном составе верхней мантии и земной коры океанов и внутриконтинентальных морей и в меньшей степени особенностями геодинамических режимов конвергируемых плит.

Активный магматизм в Средиземноморском бассейне приурочен к двум островным системам – Липарской в Тирренском и Эгейской в Эгейском морях (рис. 109). В обеих островных дугах действующие вулканы расположены над эпицентрами землетрясений глубиной свыше 100 км. Сейсмическая активность, как и глубина землетрясений, увеличивается в северном направлении, причем глубина фокусов землетрясений достигает максимальных значений в Эгейском (200 км) и Тирренском (более 300 км) морях, указывая на разный угол наклона поверхности Заварицкого–Беньофа. Геофизическими исследователями последних лет был установлен континентальный тип земной коры как к северу, так и к югу от современной границы Африканской и Европейской плит, на стыке которых находятся указанные островные дуги (Barberi et al., 1974). Тем самым структурное положение Липарской и Эгейской дуг не типично, и возникает проблема: образовались ли они в результате субдукции ранее существовавших участков океанической плиты, к настоящему времени полностью погруженных в мантию по зонам Заварицкого–Беньофа, или их возникновение связано с другими процессами, не предусмотренными теорией тектоники литосферных плит, например интраконтинентальным рифтогенезом или коллизией плит. Рассмотрим особенности эволюции базитового магматизма средиземноморских островных дуг на примере наиболее детально изученной Липарской дуги.

Липарская островная дуга расположена между Аппенинским полуостровом и о-вом Сицилия, отделяя последний от Тирренской абиссальной котловины. Она образована тремя вулканическими провинциями: Неаполитанско-Римского района Италии, о-ва Сицилия и Эоловых островов (острова Липари, Салина, Вулкано, Стромболи, Панареа, Филикуди, Аликуди) (см. рис. 115). Внешняя зона Липарской островной дуги трассируется обнажениями пород метаморфического складчатого пояса Калабрии в Северной Сицилии, имеющего в плане форму дуги. Сейсмические и гравиметрические данные, результаты изучения теплового потока и драгировки сиалических кристаллических пород в центральной части Тирренского моря указывают на его принадлежность к типу энсиалических окраинных задуговых морей, а вещественный состав ксенолитов в эффузивах Эоловых островов Неаполитанского района и района г. Рим (Keller, 1974) – на наличие в их фундаменте блоков с континентальным типом строения земной коры.

Эоловые острова сложены исключительно продуктами четвертичного вулканизма, причем самые ранние извержения датируются средним плейстоценом (1–0,5 млн. лет). Биостратиграфические реконструкции и радиоуглеродное датирование устанавливают два главных этапа вулканической деятельности. В течение первого (плейстоцен-среднечетвертичного) этапа были образованы острова Панареа, Аликуди и Филикуди, большая часть о-ва Салина и северо-западная часть о-ва Липари. В ходе второго (верхнечетвертичного) этапа вулканизма острова Салина и Липари приобрели современный облик, кроме того, возникли острова Вулкано и Стромболи. Начиная с момента зарождения Липарской островной дуги, происходило закономерное изменение составов продуктов магматической деятельности, причем каждому этапу магматизма соответствовала своя типоморфная ассоциация пород.

Первый этап характеризовался формированием непрерывно-дифференцированных

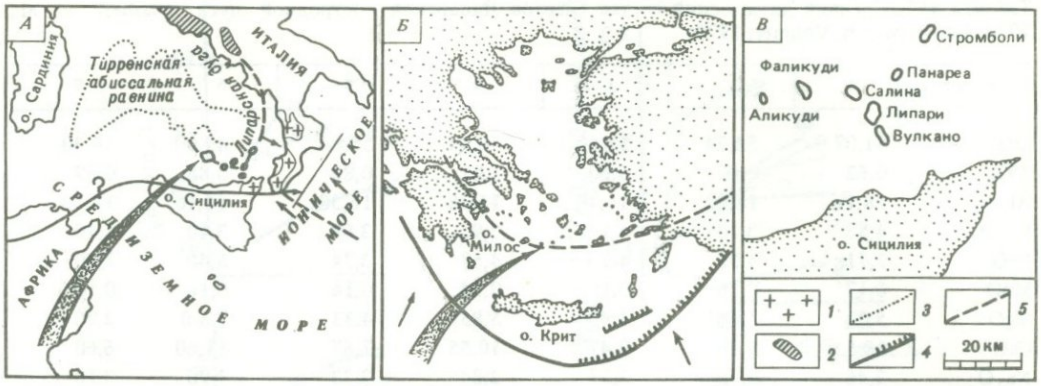


Рис. 109. Положение Липарской (*А*) и Эгейской (*Б*) островных дуг в Средиземном море (Barberi et al., 1974; Ninkovich, Hays, 1972). На врезке *В* показаны Эоловые острова, входящие в состав Липарской островной дуги

1 – Калабрийско-Сицилийский метаморфический пояс; *2* – вулканические центры Рима и Неаполя (массив Роккамонфина); *3* – изобаты; *4* – предполагаемая граница Африканской и Европейской плит; *5* – положение вулканических фронтов; тонкими стрелками показано направление относительного перемещения литосферных плит

ассоциаций известково-щелочной магматической серии, породы которых варьируют по составу от базальтов до дацитов. Гиперстеновые базальты занимают наибольшие объемы и относятся к высокоглиноземистым разностям (табл. 117). В стекловатой основной массе с небольшим содержанием рудных минералов (титаномагнетит) находятся вкрапленники основного плагиоклаза (An_{85-90}), оливина (Fa_{12-23}), орто-(Fs_{75}) и клинопироксенов ($Wo_{43}En_{43}Fs_{74}$). В породе присутствуют гломеропорфировые агрегаты зерен анортита и темноцветных минералов, а также ксенолиты шпинель-флогопитовых и гранатовых пироксенитов (Keller, 1974). Все гиперстеновые базальты содержат нормативный кварц и небольшое количество магния (в среднем 5,21% MgO). Предполагается (Barberi et al., 1974), что даже самые примитивные базальты этого типа уже испытали некоторое фракционирование в близповерхностных магматических камерах. Ведущим процессом при этом было, по-видимому, удаление из расплава оливина совместно с хромовой шпинелью. Дальнейшая дифференциация с образованием более кислых пород (андезитов и дацитов) происходила уже в результате удаления различных количеств основного плагиоклаза, клинопироксена, оливина, ортопироксена и магнетита. Незначительное обогащение лав железом свидетельствует о протекании процессов дифференциации в условиях низких давлений и умеренных значений f_{O_2} (Barberi et al., 1974). В конце первого этапа магматизма на о-ве Липари образуются высококалиевые андезибазальты и андезиты. В них часто присутствуют ксенокристаллы кордиерита, граната, андалузита и силлиманита с реакционными оторочками, возникшими в результате обменных реакций с расплавом. Наличие этих ксеногенных минералов предполагает контаминированность андезибазальтовой магмы веществом метаморфического фундамента островной дуги.

В ходе верхнечетвертичного этапа магматической деятельности происходило дальнейшее возрастание общей щелочности и особенно калиевости магматических пород. Даже наиболее основные, слабо недосыщенные SiO_2 лавы на островах Стромболи, Вулкано и Вулканелло характеризуются присутствием во вкрапленниках наряду с оливином (Fa_{20-25}) и плагиоклазом (An_{65-50}) биотита и щелочной роговой обманки, а в основной массе пород – тесно сросшихся агрегатов калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Помимо калия, породы обогащены также Th, U, Rb, Sr, Ba. Петролого-геохимические особенности этих образований позволяют относить их к высококалиевой шошонитовой магматической серии. Кроме наиболее основных членов (трахибазальтов и шошонитов), в шошонитовую серию Липарской островной дуги входят

Таблица 117. Средний химический состав базитов Липарской островной дуги (Barberi et al., 1974; Hawkesworth, Vollmer, 1979)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	51,07	54,24	54,63	50,64	55,04	49,00	54,30
TiO_2	0,62	0,62	0,60	1,01	0,80	0,88	0,69
Al_2O_3	18,10	16,92	16,70	16,28	16,30	16,10	18,70
Fe_2O_3	4,53	3,70	4,13	3,92	3,69	3,10	4,10
FeO	2,71	4,56	4,13	4,57	3,74	5,40	2,60
MnO	0,17	0,16	0,15	0,14	0,14	0,16	0,15
MgO	5,21	4,66	4,43	5,85	4,33	7,5 0	2,90
CaO	10,53	9,26	8,47	10,55	7,67	11,60	6,60
Na_2O	2,46	2,56	2,57	2,84	3,33	1,90	3,10
K_2O	1,15	1,67	2,57	2,74	3,77	2,50	4,90
H_2O	1,09	1,16	1,03	0,58	0,61	1,02	1,17
P_2O_5	0,20	0,25	0,26	0,68	0,39	0,32	0,30
Сумма	99,84	99,76	99,67	99,80	99,81	99,70	99,70
Rb	26–37	36–117	73–76	49–100	212–235	145	239
Co	17–36	17	8	10–29	12	–	–
Ni	10–28	4	5	11–38	12	–	–
Cr	20–65	14	11	24–149	23	–	–
V	260–300	220	180	200	120	–	–
Sr	550–772	483–659	481–704	526–1295	853–930	835	951
Ba	324–357	492	609	695–1011	971	782	762
Zr	19–29	47	100	46–109	277	122	229
Ce	26–40	46	68	53–94	143	85	–
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0,7040–0,7055	0,7047 – 0,7057	0,7030–0,7052	0,7041–0,7064	0,7045	0,70656–0,70832	0,70712–0,70752
Число анализов	15	18	3	31	7	10	11

1–3 – известково-щелочная серия, Эоловые острова: 1 – гиперстеновый базальт, 2 – андезибазальт, 3 – гиперстеновый андезибазальт; 4, 5 – шошонитовая серия, там же: 4 – шошонит, 5 – латит; 6, 7 – шошонитовая серия, Аппенинский полуостров: 6 – шошонит, 7 – латит.

Примечание. $^{143}Nd/^{142}Nd = 0{,}51232–0{,}51245$ (ан. 6).

также латиты и трахиты. Крайние (кислые) члены серии соответствуют калиевым риолитам. Необходимо отметить, что на о-ве Вулканелло присутствуют еще более богатые калием изверженные породы – лейцитовые тефриты и щелочные трахиты, относимые к калиевой щелочной серии, характерной в основном лишь для островных дуг Средиземноморского бассейна. Их отличает очень высокое содержание крупнокатионных литофильных элементов (Rb, Sr, Ba, Zr, Th, U) и легких редкоземельных элементов при низких концентрациях Ni, Co, Cr, V, совпадающих с таковыми в базитах нормального ряда Тихоокеанских островных дуг.

Наиболее характерные петрохимические тенденции эволюции магматизма Эоловых островов в Липарской островной дуге показаны на рис. 110–112. Как основные, так и более кислые породы известково-щелочной, шошонитовой и калиевой щелочной серий значительно различаются по содержанию K_2O и величине отношения K_2O/Na_2O, которые в каждой серии возрастают с ростом содержания в породе SiO_2 и в направлении от более древних пород к более молодым. Известково-щелочная серия характеризуется отсутствием тренда обогащения железом и более высокими величинами отношения Fe/Mg по сравнению с шошонитовой и калиевой щелочной сериями. Вариационная кривая роста отношения Fe/ Mg в породах калиевой щелочной серии по мере увеличения содержания в них SiO_2 совпадает с полученным экспериментально Редером и Осбор-

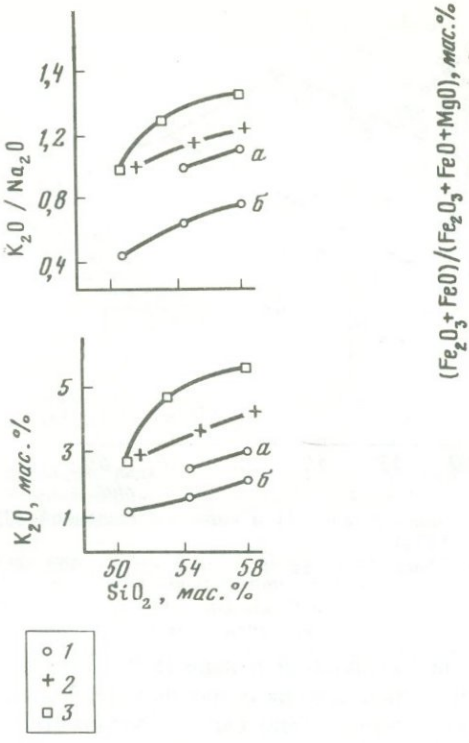


Рис. 110

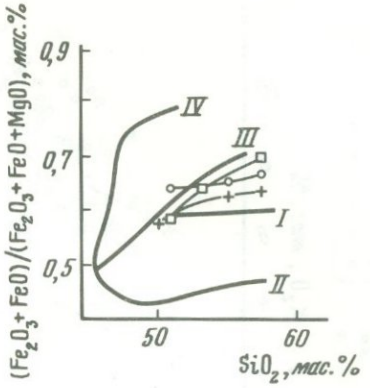


Рис. 111

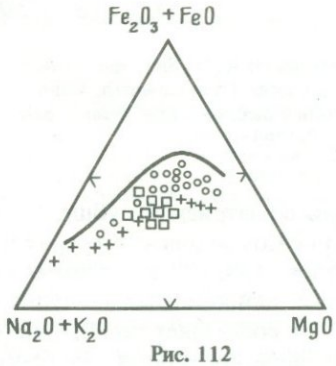


Рис. 112

Рис. 110. Диаграммы $K_2O/Na_2O–SiO_2$ и $K_2O–SiO_2$ для магматических пород Эоловых островов (Barberi et al., 1974)

1–3 – магматические серии: *1* – известково-щелочная (*а* – калиевые породы, *б* – породы нормального ряда), *2* – шошонитовая, *3* – калиевая щелочная

Рис. 111. Диаграмма $(Fe_2O_3 + FeO)/(Fe_2O_3 + FeO + MgO)–SiO_2$ для магматических пород Эоловых островов (Barberi et al., 1974)

Условные обозначения те же, что на рис. 110; *I–IV* – тренды эволюции базальтовых расплавов: *I* – Каскадных гор Северной Америки, *II–IV* – в системе $(MgO + FeO + Fe_2O_3) – CaAl_2Si_2O_8 – SiO_2$ при парциальном давлении кислорода (в атм): $II - 10^{-0,7}$, $III - 10^{-7}$, $IV - 10^{-9}$

Рис. 112. Диаграмма составов магматических пород Эоловых островов (Barberi et al., 1974)

Условные обозначения те же, что на рис. 110

ном трендом изменения железистости в ходе фракционирования базальтового расплава при $P_{O_2} = 10^{-7}$ бар. Это свидетельствует о том, что лейцитовые тефриты и некоторая часть щелочных трахитов, возможно, были образованы при более низких P_{O_2}, чем породы известково-щелочной и шошонитовой серий. Количественные теоретические расчеты и результаты изотопных исследований (Sr, Nd, Hf) показывают, что латиты и лейцитовые тефриты, в частности лавы островов Вулкано и Вулканелло, могли возникнуть в результате фракционирования шошонитовых расплавов, сопровождавшегося экстрагированием из них различных пропорций кристаллизующихся клинопироксеновых, плагиоклазовых и оливиновых минеральных фаз. В ходе такого процесса происходило уменьшение содержаний в них Sr.

Величины отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, Rb/Sr и K/Rb в породах известково-щелочной и шошонитовой серий Эоловых островов не проявляют корреляционной зависимости от содержания в них SiO_2. Так, в породах известково-щелочной серии величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляет 0,7030–0,7057, т.е. она такая же, как, например, в породах толеи-

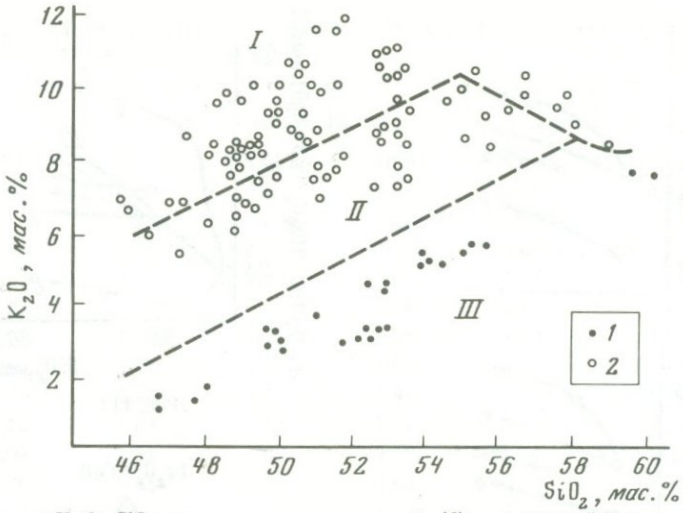


Рис. 113. Диаграмма K_2O–SiO_2 для пород шошонитовой (*1*) и калиевой щелочной (*2*) серий вулкана Роккамонфина (Hawkesworth, Vollmer, 1979)

I–III – поля с различной величиной отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$: *I* – 0,7094–0,7100, *II* – 0,7084–0,7091, *III* – 0,7064–0,7075

товой, калиево-натриевой субщелочной базальтовой и известково-щелочной магматических серий Командорских островов и ряда других островных дуг Мирового океана (Борсук и др., 1982). В то же время содержание радиогенного изотопа стронция (^{87}Sr) в продуктах шошонитового вулканизма несколько выше, за счет чего отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляет уже 0,7042–0,7061 и, как и в случае андалузит- и кордиеритсодержащих андезибазальтов известково-щелочной серии Эоловых островов, по-видимому, объясняется контаминацией исходных магматических расплавов сиалическим веществом метаморфического цоколя Липарской островной дуги.

Континентальным сегментом Липарской островной дуги является район Центральной Италии. Плиоцен-плейстоценовые магматические образования отчетливо подразделяются там на три серии – известково-щелочную, шошонитовую и калиевую щелочную.

В Тоскане (к северу от Рима) присутствуют преимущественно кислые известково-щелочные вулканические породы, ассоциирующие с гранитными и гранодиоритовыми интрузивами. Вмещающими для плутонических и подстилающими для эффузивных образований являются мезозойские осадочные породы, несогласно залегающие на герцинском и догерцинском осадочно-метаморфическом фундаменте. Вулканическая активность продолжалась в интервале 8–0,4 млн. лет, что подтверждается радиологическими датировками. На анатектический характер исходных кислых расплавов указывают присутствующие в лавах и интрузиях ксенолиты сиалических пород фундамента, пересыщенность лав SiO_2 и Al_2O_3, низкие величины отношения K/Rb и, наоборот, высокие значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7110–0,7260) и $\delta^{18}O$ (от +11,2 до +16,4‰) (Barberi et al., 1974). Южнее, в Кампанье (район Рима), вулканические породы имеют преимущественно плейстоценовый возраст, а активность вулкана Везувий продолжалась и в историческое время. Продукты вулканической деятельности представлены преимущественно высококалиевыми шошонитами, латитами и трахиандезитами (шошонитовая серия) при подчиненной роли лейцитсодержащих, недосыщенных SiO_2 пород – лейцититов, тефрит-лейцититов, фонолитовых лейцит-тефритов и лейцитовых фонолитов (калиевая щелочная серия). Наиболее детально породы субщелочного и щелочного рядов, входящие в состав шошонитовой и калиевой щелочной серий, изучены в районе вулкана Роккамонфина (Hawkesworth, Vollmer, 1979).

В целом для этого вулкана характерно последовательное возрастание общей щелоч-

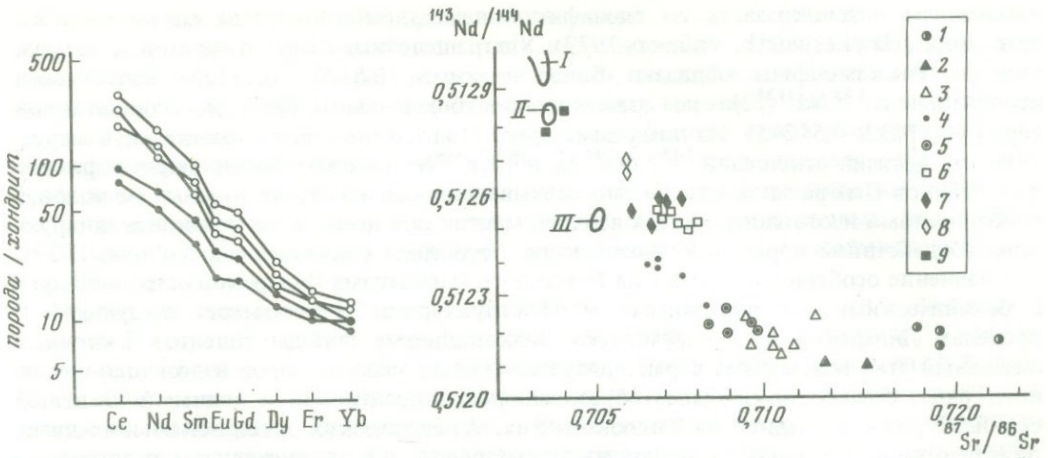


Рис. 114. Распределение редкоземельных элементов в породах шошонитовой и калиевой щелочной серии вулкана Роккамонфина (Hawkesworth, Vollmer, 1979)

Условные обозначения те же, что на рис. 113

Рис. 115. Диаграмма $^{143}Nd/^{144}Nd$–$^{87}Sr/^{86}Sr$ для плиоцен-четвертичных вулканических пород Центральной Италии (Hawkesworth, Vollmer, 1979)

1 – Северная Тоскана; *2* – Южная Тоскана; *3* – район Рима; *4*, *5* – Роккамонфина (*4* – шошонитовая серия, *5* – калиевая щелочная серия); *6* – Сомма-Везувий; *7* – Ишия; *8* – Валтюре; *9* – Пиетре Нере; эталаны (острова): *I* – Исландия, *II* – Буве, *III* – Тристан-да-Кунья

ности (в том числе калиевости) магматических расплавов, причем наиболее обогащенные фельдшпатоидами лавы изливались на заключительном этапе его развития. Петрографический состав высококалиевых базитов, относимых к шошонитовой серии, практически аналогичен шошонитовым породам Эоловых островов, описанных выше. Среди ультращелочных образований по соотношению главных и второстепенных минералов-вкрапленников выделяются следующие петрографические разновидности пород: 1) клинопироксеновые; 2) лейцитовые, содержащие в подчиненном количестве вкрапленники клинопироксена, плагиоклаза (An_{70-86}) и магнетита; 3) афировые или микрофировые; 4) биотит-клинопироксен-плагиоклазовые (An_{72-89}); 5) санидиновые. В большинстве случаев лейцит существенно преобладает над клинопироксеном, плагиоклазом и магнетитом, составляя до 4% общего объема вкрапленников. Широкая вариативность размеров лейцитовых вкрапленников, по-видимому, связана с длительностью интрателлурической фазы их кристаллизации.

Для пород шошонитовой и калиевой щелочной магматических серий типично низкое (3,60–6,90%) содержание CaO, что связано с относительно небольшим количеством в них Ca-клинопироксена и основного плагиоклаза. Соотношение K_2O и SiO_2 в породах вулкана Роккамонфина показано на рис. 113. На диаграмму K_2O–SiO_2 нанесены также результаты определения изотопного состава стронция (Hawkesworth, Vollmer, 1979), в связи с чем она делится на ряд полей. Наиболее низкие величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7064–0,7075) зафиксированы для пород шошонитовой серии, а значительно более высокие (0,7084–0,7100) – для пород калиевой щелочной серии. В последнее время Волмер установил, что отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для различных минеральных фаз в лавах вулкана Роккамонфина различаются лишь на величину 0,002–0,003. Эта особенность, по его мнению, не является признаком контаминированности пород веществом древней континентальной коры, а обусловлена процессами изотопного обмена расплава с интрателлурическими минеральными фазами на его пути к земной поверхности.

Особенности распределения РЗЭ в породах вулкана Роккамонфина заключаются в значительном обогащении их легкими элементами цериевой группы (рис. 114), степень обогащенности которыми коррелируется с содержанием K_2O. Для всех без исключения лав характерно наличие отчетливой Eu-аномалии, что связывается не с фракцио-

нированием плагиоклаза, а со спецификой вещественного состава магматического источника (Hawkesworth, Vollmer, 1979). Ультращелочные лейцит-тефритовые породы вулкана Роккамонфина обладают более низкими (0,51223–0,51226) изотопными отношениями $^{143}Nd/^{134}Nd$ по сравнению с субщелочными базитами шошонитовой серии (0,51232–0,51245). На диаграмме (рис. 115) можно видеть значительную вариативность величин отношений $^{143}Nd/^{144}Nd$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в магматических породах различных районов Центральной Италии, что связывается, как и в случае Эоловых островов, с особенностями изотопного состава верхней мантии под ними, а также с контаминирующим воздействием пород докайнозойского субстрата (Hawkesworth, Vollmer, 1979).

Сравнение особенностей развития базитового магматизма Липарской островной дуги с океаническими островодужными морфоструктурами показывает следующее. В пределах Липарской дуги отсутствуют низкокалиевые породы толеитовой серии, а начальный этап магматизма характеризуется формированием пород известково-щелочного ряда, сменяющихся далее образованиями шошонитовой и калиевой щелочной серий. Породы последней на Тихоокеанских, Атлантических и Индоокеанских дугах практически отсутствуют[1], а шошониты типоморфны лишь для энсиалических островных дуг или энсиматических дуг, находящихся на зрелой стадии развития и обладающих уже хорошо выраженным "гранитно-метаморфическим слоем". Второй отличительной особенностью магматизма Липарской островной дуги является чрезвычайно быстрая смена (менее чем за 1 млн. лет) известково-щелочного вулканизма шошонитовым, что также характерно лишь для энсиалических дуг, например Ново-Гвинейской, где известны даже случаи попеременного излияния из одних и тех же вулканов (например, Хаген и Суару) андезитовых и шошонитовых лав. В энсиматических дугах, например на островах Фиджи, переход от известково-щелочного к шошонитовому магматизму гораздо более длителен. Поэтому, с нашей точки зрения, нет никаких оснований рассматривать Липарскую островную дугу как "зрелую" энсиматическую морфоструктуру (Keller, 1974). Наоборот, имеющийся в литературе петролого-геохимический материал свидетельствует об энсиалической природе магматизма, характеризующегося отсутствием четкой закономерности смены толеитовых, известково-щелочных, шошонитовых и щелочных расплавов.

ШОШОНИТОВЫЕ И МЕГАПЛАГИОФИРОВЫЕ БАЗАЛЬТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ ОСТРОВНЫХ ДУГ

В рассмотренных выше примерах разновозрастных магматических ассоциаций периферийно-океанического и внутриокеанического островодужного магматизма не были охарактеризованы такие ассоциации пород, как шошонитовые и мегаплагиофировых лейкобазальтов, входящие в состав соответственно шошонитовых и известково-щелочных магматических серий. Ниже приводится их краткая петрографическая и геохимическая характеристика.

Породы шошонитовых ассоциаций, отсутствующие в Алеутской и Тонга-Кермадекской дугах, известны на Курильских и Соломоновых островах, островах Фиджи, Новых Гебридах, Камчатке, в Японии, Новой Гвинее, Индонезии и др. Главной их особенностью является приуроченность к наиболее поздним этапам развития энсиматических сегментов островных дуг, причем чаще всего шошонитовый магматизм проявляется в тыловых, обращенных к задуговому морю структурно-формационных зонах, обладающих наиболее мощной и наиболее дифференцированной корой с отчетливым "гранитно-метаморфическим слоем" (Фиджи, Новые Гебриды). В энсиматических дугах (Япония, Новая Гвинея, Индонезия) или энсиалических сегментах сложных островных дуг (Камчатка, Малая Курильская гряда) продукты шошонитового магматизма встречаются и среди более древних магматических ассоциаций.

[1] Лейцитовые тефриты и близкие к ним по составу породы калиевой щелочной серии в заметных количествах известны только на островах Зондской дуги Индонезии.

В геологическом отношении породы шошонитовых ассоциаций обычно представлены лавами или небольшими гипабиссальными интрузивными телами, нередко обладающими расслоенностью. Петрографический состав, геологическое положение и геохимические параметры шошонитовых и близких к ним по составу лав детально описаны на примере островов Фиджи Гиллом (Gill, 1970). В то же время информация о расслоенных шошонитовых интрузивах крайне скудна. Поэтому, приведя общую петрографическую характеристику шошонитовых лав по Моррисону, ниже мы более подробно остановимся на особенностях вещественного состава шошонитовых силлов Малокурильской островной дуги, в последние годы ставших объектом детальных исследований (Цветков, 1982).

Необходимо отметить, что шошониты, слагающие лавовые потоки и покровы в различных островных дугах, очень близки в петрографическом отношении. В стекловатой основной массе расположены вкрапленники оливина, клинопироксена и плагиоклаза. Оливиновые вкрапленники варьируют по составу от Fa_{35} до Fa_{15} и нередко окружены оторочками клинопироксена. Вкрапленники зонального клинопироксена относятся к малокальциевым и низкотитанистым авгитам или салитам, причем характеризуются отсутствием тренда обогащения железом. Вкрапленники плагиоклаза (An_{50-85}) обычно окружены санидиновой оторочкой и тоже часто зональны. В шошонитах с повышенным содержанием SiO_2 (до 54%) отмечаются вкрапленники гиперстена, флогопита, амфибола и кристобалита. Основная масса обычно очень тонкозернистая, часто стекловатая и состоит из микролитов санидина (An_{2-10}, Ort_{40-65}), плагиоклаза и клинопироксена. Состав двух последних минералов такой же, как и во вкрапленниках. Очень редко в основной массе встречаются гиперстен, биотит и амфибол. Химический состав типичных шошонитовых лав приведен в табл. 118.

Как уже отмечалось, одними из наиболее интересных магматических образований Малой Курильской гряды являются мощные расслоенные шошонитовые силлы, в частности расслоенный силл мощностью 200 м, слагающий мыс Неприступный на о-ве Танфильева (Цветков, 1982). В нижней части он сложен крупно- и среднезернистыми ортоклаз-оливиновыми габброноритами (50–60 м), которые выше по разрезу постепенно сменяются биотит-ортоклазовыми тешенитами (100–120 м), далее монцонитами и монцодиоритами (20–30 м); в верхней его части присутствуют сиениты и анальцимовые сиениты. Последние образуют секущие прожилки мощностью 20–30 см или округлые шлироподобные сегрегации диаметром 20–50 см, иногда больше. Сходное строение имеют и другие мощные силлы о-ва Танфильева. Поскольку средневзвешенный состав всех слагающих расслоенные силлы пород отвечает шошониту, а мелкие (5–10 м) силлы без видимых элементов расслоенности образованы типичными шошонитами, достаточно очевидно, что первичный магматический расплав был шошонитовым.

Ортоклаз-оливиновые габброниориты сложены плагиоклазом (30–40%), ортоклазом (15–20%), оливином (10–15%), клино- и ортопироксеном (35–40 и 2–5% соответственно), биотитом (1–2%), магнетитом (1,5–2,5%) и апатитом (0,1–0,2). Химизм главных породообразующих минералов приведен в табл. 119. Состав плагиоклаза – лабрадор (An_{50-60}). Калиевый полевой шпат представлен высоким ортоклаз-криптопертитом. Состав оливина – хризолит (Fa_{28}), клинопироксена – авгит ($Mo_{40-44}En_{42-45}Fs_{14-15}$), а ортопироксена – гиперстен (Fs_{39}). Коричневый биотит имеет железистость 41%.

Биотит-ортоклазовые тешениты – химические аналоги шошонитов маломощных силлов – обладают порфировой структурой. Во вкрапленниках присутствуют зональный плагиоклаз An_{55-80} (10–15%), авгит $Wo_{42-43}En_{44-46}Fs_{12-13}$ (20–25%), гиперстен Fs_{36} (0–2%), оливин Fa_{16-18} (5–15%). Основная масса полностью раскристаллизована и имеет долеритовую структуру. Она сложена плагиоклазом и калиевым полевым шпатом примерно в равных пропорциях, а также клинопироксеном и коричневым биотитом. Акцессории представлены щелочной роговой обманкой, магнетитом, апатитом и рутилом.

Таблица 118. Химический состав пород шошонитовых и мегаплагиофировых базальтовых ассоциаций различных районов мира

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	51,58	55,62	57,66	49,76	49,02	55,80	49,18
TiO_2	0,53	0,71	0,73	0,65	0,62	0,64	0,52
Al_2O_3	20,05	19,32	18,77	16,61	12,96	17,40	14,20
Fe_2O_3	4,07	2,20	4,44	4,66	4,56	2,78	3,58
FeO	2,16	4,37	1,84	4,30	4,97	1,96	6,19
MnO	0,15	0,13	0,13	0,18	0,02	0,12	0,09
MgO	2,05	2,10	3,92	5,65	8,57	1,14	9,56
CaO	7,73	6,91	4,86	8,60	8,56	5,16	8,30
Na_2O	3,32	3,76	2,50	2,84	2,96	3,31	2,61
K_2O	3,99	3,33	2,76	3,50	3,11	7,05	2,88
H_2O^+	2,95	0,65	1,35		3,25	0,84	1,93
H_2O^-		0,11	0,40		0,44		0,10
P_2O_5	0,50	0,52		3,10	0,57	0,79	0,43
CO_2	–	–	–		0,25	2,65	0,25
F	–	–	–		0,02	0,03	0,02
Cl	–	–	–		0,031	0,021	0,021
Сумма	99,08	100,23	99,36	99,85	99,90	99,69	99,81

Шошонитовая ассоциация: 1 – шошонит, острова Фиджи (Gill, 1970); 2 – то же, провинция Ломбен, Малые Зондские острова (Joplin et al., 1972); 3 – то же, вулкан Хаген, Папуа–Новая Гвинея (Jakeš, White, 1969); 4 – то же, Центральная Камчатка (Флеров, Колосков, 1976); 5–10 – расслоенный силл, о-в Танфильева, Малая Курильская гряда (Цветков, 1982): 5, 6 – шошониты, 7 – ортоклаз-оливиновый габбронорит, 8, 9 – монцониты, 10 – сиенит; 11 – среднее для шошонита мира (среднее из 42 ан.; Morrison, 1981). *Ассоциация мегаплагиофировых базальтов* (Ермаков, 1971):

Монцониты – полнокристаллические, гипидиоморфнозернистые породы с типичной монцонитовой структурой. Присутствуют переходные разности к биотит-ортоклазовым тешенитам. Монцониты сложены плагиоклазом (An_{57-60}, редко до An_{75-80}), количество которого достигает 25–40%, ортоклаз-криптопертитом (20–25%), авгитом $Wo_{38-46}En_{34-44}Fs_{16-22}$ (10–15%), оливином Fa_{23} (2–5%), анальцимом, цеолитами (натролит, томсонит) и акцессорными минералами (магнетитом, рутилом, апатитом); количество анальцима и цеолитов достигает 20 об. %.

Сиениты и анальцимовые сиениты – среднезернистые, гипидиоморфнозернистые породы, состоящие из плагиоклаза An_{50-60} (20–25%), калиевого полевого шпата (15–20%), коричневого биотита с железистостью 41% (10–15%), авгита ($Wo_{42}En_{43}Fs_{14}$), цеолитов (15–25%), анальцима (10–15%) и акцессорных апатита и магнетита. Отдельные зерна оливина представлены хризолитом (Fa_{28}).

Петрографической особенностью шошонитов, слагающих силлы небольшой мощности, является повсеместное наличие стекловатой матрицы, в которую погружены вкрапленники плагиоклаза (An_{49-60}), авгита ($Wo_{42}En_{45}Fs_{13}$), гиперстена (Fs_{35-36}) и оливина (Fa_{18}). Рудного минерала мало, и он рассеян в основной массе; коричневый биотит встречается в виде единичных зерен. Микролиты представлены плагиоклазом и авгитом примерно в равных количествах.

В химическом отношении описанные выше породы характеризуются очень высокими содержаниями щелочей с преобладанием калия над натрием (K_2O = 2,88–7,05; Na_2O = 2,61–5,15; $K_2O + Na_2O$ = 5,49–10,36%; K_2O/Na_2O = 1,10–2,13). Содержания титана и железа в них понижены по сравнению с калиево-натриевыми субщелочными оливиновыми базальтами океана, по Конди: шошониты – TiO_2 0,24–0,64; $Fe_2O_3 + FeO$ 4,65–9,50; субщелочные оливиновые базальты – TiO_2 1,84–3,08;

8	9	10	11	12	13	14	15
52,86	52,76	54,03	50,62	49,45	52,88	52,64	53,30
0,62	0,62	0,24	0,83	1,05	0,66	1,02	1,10
17,52	16,30	17,96	16,01	19,27	21,67	18,50	19,20
4,25	4,34	3,23	4,11	2,19	2,79	3,55	2,80
3,55	4,45	4,36	4,55	6,65	2,88	5,44	4,90
0,12	0,18	0,02	0,17	0,14	0,12	0,02	0,10
3,23	3,97	2,98	6,24	5,54	2,20	3,08	3,10
4,18	2,08	4,29	9,26	7,29	9,30	7,93	7,70
5,06	4,07	5,15	2,93	4,74	4,46	4,20	4,00
4,45	5,93	4,31	2,74	1,44	1,63	2,36	2,20
2,58	0,76	0,56		0,37	0,26	0,16	–
0,28	0,30		1,62	0,15	0,24	0,44	0,30
0,76	0,76	0,38	0,44	1,34	0,71	0,63	1,00
0,35	3,00	2,05	–	–	–	–	–
0,03	0,03	–	–	–	–	–	–
0,031	0,056	–	–	–	–	–	–
99,37	99,60	99,56	99,52	99,62	99,85	99,97	99,90

12–14 – мегаплагиофировые базальты, Ключевская группа вулканов, Камчатка; 15 – среднее для мегаплагиофирового базальта Камчатки (среднее из 6 ан.).

Примечание. Co – 53; 32; 15; Ni – 214; 12; 20; Cr – 491; 14; 45; Sr – 957; 460; 2500; Ba – 1357; 1480; 1750 (ан. 7–10); Rb – 59 (24–187); Co – 24 (8–48); Ni –50 (4–340); Cr –156 (2–608); V –290 (185–670); Sr – 943 (520–2100); Ba – 683 (380–992); Zr –67 (26 – 277); Th – 1,28 (0,79–2,70); U –0,57 (0,18–1,22) (ан. 11).

Fe_2O_3 + FeO 10,0–13,5. Содержание фосфора, наоборот, повышено за счет обогащения пород апатитом, а концентрация хлора превышает концентрацию фтора (Цветков, 1982). Отношение $(FeO + Fe_2O_3)/MgO$ равно 1,02–2,55, в отдельных случаях 4,16. При сравнении особенностей распределения сидеро- и литофильных элементов в породах расслоенного силла на о-ве Танфильева устанавливается, что в направлении от габбронорита к сиениту закономерно уменьшается содержание Ni, Co, Cr и отчасти Rb и одновременно возрастает содержание Ba, K, отчасти Sr. Для всех пород характерны высокие содержания Ba (1350–1750 г/т) и Sr (460–2600 г/т), что объясняется существенной ролью в них полевошпатовой составляющей.

Суммируя изложенное выше, можно констатировать, что по валовым химическим и количественно-минеральным параметрам, а также по особенностям состава породообразующих минералов породы интрузивной шошонитовой ассоциации Малой Курильской гряды тождественны образованиям шошонитовых серий других участков активных окраин океанов, в частности Меланезии и Микронезии, Восточной и Центральной Камчатки, Чилийских и Аргентинских Анд.

Ассоциация мегаплагиофировых лейкобазальтов была подробно изучена В.А. Ермаковым на Камчатке и описана как вероятный эффузивный аналог глубинных анортозитовых пород (Ермаков, 1971). Известна она также на Курильской, Малой Антильской, Соломоновой и других островных дугах Мирового океана как ассоциация высокоглиноземистых лейкобазальтов. Мегаплагиофировыми Б.И. Пийпом были названы базальтовые лавы эвпорфировой структуры, состоящие из крупных вкрапленников плагиоклаза (0,5–3 см) и основной массы. Темноцветных минералов среди вкрапленников в них очень мало. На Камчатке Б.И. Пийпом мегаплагиофировые лавы противопоставляются микроплагиофировым и другим существенно меланократовым (по сос-

Таблица 119. Химический состав породообразующих минералов из пород шошонитовой ассоциации Курильских островов (Цветков, 1982)

Компоненты	Плагиоклаз				Калиевый полевой шпат			Пироксен	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	54,00	49,86	52,00	54,66	64,38	62,67	68,10	52,45	52,09
TiO_2	0,04	0,04	0,04	0,04	0,12	–	0,08	0,48	0,63
Al_2O_3	27,83	26,26	28,24	27,71	19,40	19,14	16,13	3,08	4,35
FeO*	0,86	0,79	0,78	0,88	0,24	0,16	0,19	8,71	7,56
MgO	0,14	0,14	0,12	0,03	0,07	0,05	–	13,82	14,52
CaO	11,07	16,03	13,13	17,91	1,69	–	0,56	19,23	19,64
Na_2O	4,29	5,12	5,04	3,87	5,12	2,44	4,86	0,38	0,79
K_2O	0,95	0,82	0,72	0,74	9,37	15,11	10,03	0,01	0,01
Сумма	99,18	99,07	100,09	99,84	100,39	99,57	99,95	98,11	99,58
f	89,8	75,0	86,5	–	50,0	76,2	–	25,8	22,5
Or	6,5	3,7	3,7	4,3	50,4	80,0	56,6		
Ab	40,8	35,5	39,6	37,0	42,1	20,0	40,7		
An	52,7	61,0	56,7	59,5	7,5		3,7		
Wo								42,7	43,3
En								42,7	43,9
Fs								14,6	12,8

*Суммарное железо в форме FeO (определения выполнены в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР на микроанализаторе MS-46 "Cameka", аналитик Е.Е. Абрамова).

1, 8, 12, 15, 18 – ортоклаз-оливиновый габбронорит (обр. 20/21-77); 2, 5, 9, 13, 16, 19 – био-

таву вкрапленников) породам Ключевской группы вулканов. Это противопоставление в известной мере условно, так как существуют и переходные разности. Детальное изучение мегаплагиофировых лав показало, что они характеризуются специфическими петролого-геохимическими признаками и морфогенезисом.

Во всех породах описываемого типа резко доминирующая минеральная фаза – плагиоклаз (An_{55-60}) – относится к высокотемпературным образованиям с низкой степенью упорядоченности. При этом содержание Ca, Cu, V, Sr в нем обычно выше, чем в основной массе. Клинопироксен представлен авгитом ($Wo_{40-50}En_{35-50}Fs_{11-23}$), ортопироксен – гиперстеном (Fs_{20-33}). Последний характерен для мегаплагиофировых лав с содержанием 53% SiO_2. Оливин обычно содержит включения стекла и по составу отвечает хризолиту (Fa_{20-22}). С ростом содержания SiO_2 и с увеличением количества крупных зерен плагиоклаза его железистость возрастает (Fa_{32-44}). Рудный минерал представлен титаномагнетитом с 50 мол.% ульвошпинели (Fe_2TiO_4).

В химическом отношении мегаплагиофировые лавы относятся к базальтам и андезибазальтам нормального ряда, слабо недосыщенным кремнеземом (см. табл. 107). Соотношения ферро-магнезиальных окислов и щелочей свидетельствуют об их принадлежности к известково-щелочной магматической серии. Дополнительным подтверждением этого служат низкие концентрации TiO_2 (0,77–1,02%) и авгитовый состав клинопироксена. Присутствие большого количества плагиоклаза обусловливает высокую глиноземистость пород (19,27–21,67% Al_2O_3). Содержания микроэлементов в мегаплагиофировых базальтах, как правило, не превышают соответствующих их содержаний в нормальных известково-щелочных базитах (Co 20–30, Ni 20–40, Cr 10–50, V 150–400, Cu 40–80, Zr 150–200 г/т).

Интересно, что основная масса мегаплагиофировых лав по химизму соответствует субщелочным базальтам и андезибазальтам. В нормативном составе присутствует значительное количество ортоклаза (13–23%), цветных компонентов (18–26%), а также

Пироксен		Оливин			Биотит			Рудный минерал		
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
52,41	54,18	38,15	35,38	40,05	38,07	39,31	38,32	–	0,70	–
0,33	0,62	0,02	0,02	0,04	5,88	6,43	6,04	6,92	12,65	8,99
1,25	2,90	0,03	0,06	0,03	14,33	14,01	14,36	1,81	2,02	1,78
13,45	8,36	25,62	18,10	25,86	17,15	20,58	16,51	89,23	83,49	86,02
11,46	14,65	37,11	47,00	33,71	13,43	9,87	13,19	1,03	0,08	0,50
20,77	19,63	0,26	0,08	0,33	0,07	–	0,13	–	–	–
0,55	0,52	–	0,11	–	0,70	0,87	0,75	–	0,51	–
0,14	0,02	–	0,02	–	9,76	8,99	9,56	–	0,12	–
100,57	100,87	98,54	100,78	100,01	99,39	100,07	98,86	98,99	99,59	97,29
39,2	24,8	27,8	17,6	28,0	41,5	54,9	41,1	97,5	99,6	98,0
43,9	42,4	72,2	82,3	72,0						
34,0	43,5									
22,1	14,1									

тит-ортоклазовый тешенит (обр. 19/47-77); 3, 6, 10 – монцонит (обр. 19/17-77); 4, 7, 11, 14, 17, 20 – сиенит (обр. 20/17-77).

кварца, несмотря на то, что валовой нормативный состав мегаплагиофировых лав характеризуется, напротив, некоторым дефицитом кремнезема. Таким образом, отделение кристаллов (главным образом плагиоклаза) из магм, тождественных по составу мегаплагиофировым лавам Камчатки, очевидно, приводит к возникновению остаточных жидкостей, эволюционирующих в сторону обогащения щелочами.

Широкое распространение мегаплагиофировых лав, возникающих преимущественно на поздних этапах развития островных дуг, их химическая близость к анортозитам автономного типа позволяют некоторым исследователям (Ермаков, 1971; Фролова, Бурикова, 1977; Колосков, Хубуная, 1982) говорить, с одной стороны, об "анортозитовой тенденции" развития базальтоидного магматизма, а с другой – о возникшей комагматичности мегаплагиофировых лав и пород габбро-анортозитовых комплексов, входящих в состав складчатых поясов континентов.

ВЫВОДЫ

1. В геодинамической эволюции островных дуг базитовый магматизм наряду с андезитовым играет важнейшую роль, обусловливая перераспределение вещества в земной коре и верхней мантии. Показано, что все современные островные дуги подразделяются на энсиматические, заложенные на океанической коре, и энсиалические, заложенные на континентальной коре. Кроме того, имеется большое число сложных дуг, состоящих из энсиматических и энсиалических сегментов, различающихся особенностями развития и спецификой проявления базитового магматизма. Процесс развития островодужных систем направлен на преобразование коры – фундамента новообразованной дуги из океанической в континентальную для энсиматических дуг и на дальнейшее увеличение мощности и дифференцированности магматических и метаморфических образований "гранитно-метаморфического слоя" для энсиалических

дуг с превращением регионов в сложнодислоцированные горноскладчатые пояса. В своей эволюции энсиматические и энсиалические дуги или соответствующие сегменты сложных дуг проходят ряд этапов, различающихся тектоническим режимом, магматизмом и осадкообразованием. Каждый качественно новый этап в эволюции островной дуги отмечен появлением специфических по составу и геохимическим особенностям ассоциаций изверженных горных пород.

2. Среди продуктов базитового магматизма внутриокеанических островных дуг существенно преобладают породы толеитовой серии, тогда как в периферийно-океанических дугах – образования известково-щелочной серии. Петрохимический спектр базитов периферийно-океанических дуг значительно шире и включает производные как толеитовых, так и калиево-натриевых субщелочных, шошонитовых и калиевых щелочных серий. Все это соответствует представлениям о "незрелости" внутриокеанических дуг, находящихся на ранних стадиях развития (юные дуги), относительно бóльшей "зрелости" периферийно-океанических дуг (развитые и зрелые дуги) и миграции островных дуг в направлении от океана к континенту. В конечном счете островные дуги приращиваются в процессе аккреции к континентам, увеличивая тем самым общую массу континентальной литосферы.

3. В большинстве современных энсиматических островных дуг развитие базитового магматизма идет по следующей схеме: толеитовый → известково-щелочной → шошонитовый → калиево-натриевый субщелочной → калиевый щелочной. Главным фактором, определяющим особенности эволюции базитового магматизма энсиалических дуг, является, по-видимому, наличие в них "древнего сиалического цоколя", одна из функций которого, как и новообразованной континентальной коры в энсиматических дугах, – очевидно, контаминация мантийных расплавов. В энсиалических дугах часто отсутствует инициальная толеитовая серия и, наоборот, чрезвычайно широко распространена известково-щелочная серия. Продукты калиево-натриевого субщелочного базальтового магматизма одинаково типоморфны для всех типов островных дуг; их размещение, по-видимому, контролируется в основном тектоническими факторами.

4. По сравнению с породами вулканических извержений продукты плутонической деятельности в островных дугах представлены слабо вследствие небольших уровней эрозионного среза. По мере их увеличения от юных дуг к зрелым возрастает и количество вскрытых плутонических комплексов. Обычно они образованы гипабиссальными интрузивами габбро и габброноритов; известны и расслоенные габбро-гранитные и габбро-монцонитовые комплексы, в петрохимическом отношении соответствующие толеитовым, известково-щелочным и шошонитовым сериям.

5. С базитовым магматизмом островных дуг связано формирование экономически важных рудных месторождений. К ним относятся хорошо известные месторождения стратиформных массивных сульфидных руд типа Куроко, которые образуются в прибрежно-морских условиях в ассоциации с вулканокластическими породами. Стратиформные массивные сульфидные руды типа Бесси возникают в глубоководных условиях в ассоциации со средними и основными вулканическими породами. Гидротермальные меднопорфировые, золоторудные и ртутные месторождения формируются в связи с диоритовыми интрузивами поздних фаз развития островодужного магматизма. Золоторудная минерализация отмечается также в андезибазальтах и в связи с монцонитовыми интрузивами. В ряде случаев с инициальными толеитовыми базальтами связаны месторождения самородной меди.

БАЗИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ АКТИВНЫХ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ

Проблема эволюции магматизма активных окраин современных континентов неразрывно связана с проблемой эволюции магматизма островных дуг. Действительно, в обоих случаях происходят крупномасштабные процессы конвергенции литосферных плит, вызывающие резкое повышение сейсмической, вулканической и геотермаль-

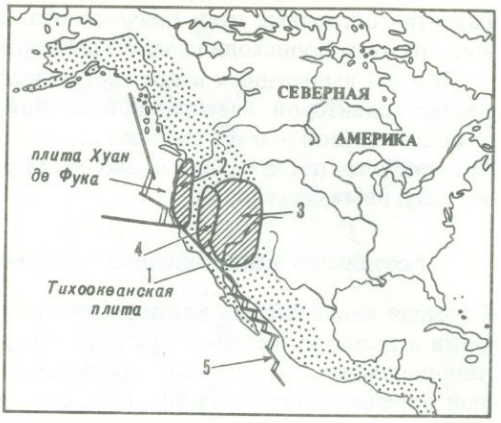


Рис. 116. Главные литосферные плиты восточной части Тихого океана и мезозойско-кайнозойский орогенический пояс Северной Америки (Lipman et al., 1972)

Цифры на схеме: *1* — трансформный разлом Сан-Андреас; *2* — Каскадные горы; *3* — Провинция Бассейнов и Хребтов; *4* — хр. Сьерра-Невада; *5* — ось срединно-океанического хребта

ной активности в зоне перехода от океана к континенту. В пределах активных континентальных окраин, как и в островных дугах, наиболее широко распространены изверженные породы среднего состава — андезиты и их плутонические аналоги, входящие в состав непрерывно-дифференцированных магматических ассоциаций и серий при подчиненной роли базитов. Тем не менее значение базитового магматизма в формировании современных окраинно-материковых орогенических поясов чрезвычайно велико, поскольку именно он является наиболее чутким индикатором изменения геодинамических режимов развития подвижных областей и несет наиболее надежную информацию о глубинном составе, а в совокупности с геофизическими данными и о строении нижних горизонтов земной коры и верхней мантии.

БАЗИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКИХ КОРДИЛЬЕР

Тихоокеанская окраина Северо-Американского континента отмечена широким и сложно построенным поясом проявления палеозойского, мезозойского и кайнозойского вулканизма, плутонизма и сейсмической активности, протягивающимся в субмеридиональном направлении от п-ова Аляска на севере до Мексики и Центральной Америки на юге и постепенно переходящим к востоку в относительно простые тектонические структуры с более спокойным проявлением эндогенных процессов. В средней части западного побережья Северной Америки этот пояс, называемый часто Тихоокеанскими Кордильерами, резко расширяется, изгибаясь в восточном направлении, причем его ширина возрастает с 500 до 1500 км (рис. 116).

Характеристику базитового магматизма Северо-Американской активной континентальной окраины начнем с палеозойско-мезозойского этапа, когда происходили неоднократные погружения и воздымания территории, при этом закладывались, длительно существовали, а затем отмирали островные дуги и задуговые окраинные моря со специфическим, только им присущим метаморфизмом, магматизмом и осадконакоплением.

Ассоциации палеозойско-мезозойского базитового вулканизма

В Западной Неваде и Восточной Калифорнии выделяются 22 палеозойские и мезозойские магматические ассоциации, в состав которых входят наиболее древние базиты запада Северной Америки (Rogers et al., 1974). Все формации группируются в три возрастные группы: 1) образованные до раннекаменноугольной орогении Антлер; 2) возникшие после орогении Антлер, но до позднепермской–раннетриасовой орогении Сонома; 3) сформированные после орогении Сонома в течение триаса и юры. Геологические, петрологические и геохимические данные свидетельствуют о том, что в палеозое и раннем мезозое к западу от кратонизированного Северо-Американского континента существовали системы островных дуг и окраинных морей, базитовый магматизм которых был близок к современному базитовому магматизму периферийно-океанических островных дуг и задуговых окраинных морей. В процессе

развития островные дуги причленялись к допалеозойскому кратону Северной Америки; при этом происходило закрытие окраинных морей.

Породы выделенных выше трех возрастных групп в петрохимическом отношении отвечают толеитовой, известково-щелочной, калиево-натриевой субщелочной базальтовой и шошонитовой магматическим сериям. Причем шошонитовый магматизм характерен для наиболее поздних этапов эволюции региона, параллелизуясь во времени с закрытием задуговых бассейнов.

Ассоциации кайнозойского базитового вулканизма

Сложная кайнозойская история тектоники и магматизма западной части Северной Америки в целом может быть представлена как результат двух, до некоторой степени противоположных геодинамических процессов: 1) сжатия. характерного для континентальной окраины деструктивного типа, с преимущественно известково-щелочным, андезитовым магматизмом, начавшимся в верхнем мезозое и продолжающимся в ряде южных и северо-западных районов до настоящего времени; 2) растяжения земной коры с рифтогенным, преимущественно базальтовым магматизмом, начавшимся в среднем—позднем кайнозое и продолжающимся и поныне.

Особенности кайнозойского базитового магматизма, характерного для режима активной континентальной окраины, рассмотрены на примере Каскадных гор.

В Каскадных горах Северной Америки, протягивающихся на 1250 км с севера на юг между Британской Колумбией и Калифорнией, выделяются три субмеридиональные структурно-формационные зоны: Берегового хребта, Западных и Высоких Каскадных гор (рис. 117).

В Береговом хребте (штаты Орегон и Вашингтон) обнажаются базальтовые пиллоу-лавы, дайки и небольшие гипабиссальные интрузивы габброидного и габбро-долеритового состава палеоценового—плиоценового возраста. Древнейшие магматические породы Берегового хребта представлены формацией Силетц Ривер палеоцен-эоценового возраста.

Оливиновые базальты, слагающие лавы и маломощные силлы, имеют в большинстве случаев стекловатую основную массу и содержат вкрапленники плагиоклаза (An_{40-70}), авгита ($Wo_{41}En_{40}Fs_{19}$), оливина (Fa_{18-22}) и зерна титаномагнетита. Химический состав породообразующих клинопироксенов приведен в табл. 120. Породы претерпели значительные вторичные изменения, сходные по типу с пропилитизацией, в результате чего плагиоклаз заместился агрегатом клиноцоизита, серицита и глинистых минералов, а авгит – тонковолокнистой зеленой роговой обманкой и(или) хлоритом. Оливин практически никогда не бывает свежим; чаще всего он замещен псевдоморфозами иддингсита и серпентина. Стекло превращено в палагонитовые или хлоритовые агрегаты. Поскольку осадочные породы чередуются с базальтовыми пиллоу-лавами и лишены следов наложенных процессов, изменение последних, скорее всего, вызвано процессами подводного выветривания. Вулканические брекчии, также часто присутствующие в разрезах формации, представлены обломками лав или палагонитизированного базальтового стекла.

Анализируя средние химические составы подушечных лав Берегового хребта, приводимые в табл. 121, можно видеть их отчетливое соответствие абиссальным толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов (MORB). Несколько пониженные содержания SiO_2 и повышенные Fe_2O_3 и H_2O^+, как уже отмечалось, по-видимому, связаны с процессами подводного выветривания. По нормативным параметрам они относятся к кварцевым и оливиновым толеитам и очень гомогенны по составу. В то же время базальты Берегового хребта, по-видимому, несколько более щелочные, чем эталонные абиссальные толеиты, по Харту. Концентрация в них титана (1,65–1,83% TiO_2) выше, чем в абиссальных толеитах (1,46% TiO_2).

На диаграмме *AFM* (рис. 118) базальты Берегового хребта расположены в поле толеитовой и отчасти известково-щелочной магматических серий, а на диаграмме щелочи–

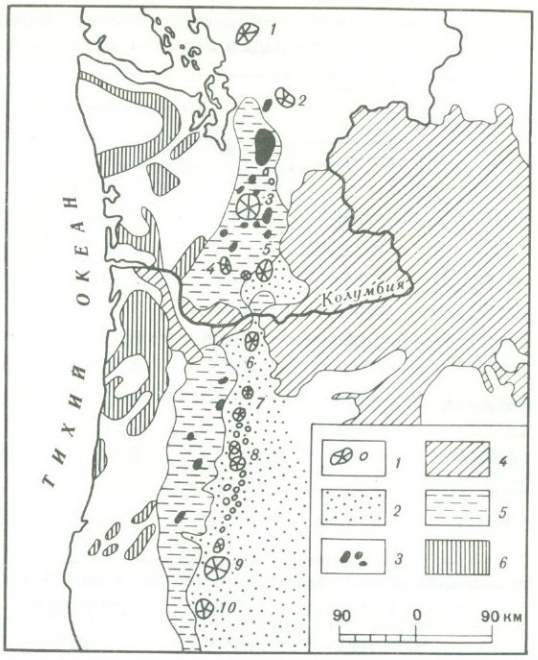


Рис. 117. Схема размещения кайнозойских магматических пород Каскадных гор и Берегового хребта Северной Америки (Loeschke, 1979[1, 2])

1 – **четвертичные, преимущественно** андезитовые стратовулканы и мелкие вулканические центры; *2* – плиоцен-четвертичные известково-щелочные базальты Высоких Каскадных гор; *3* – олигоцен-плиоценовые гранодиоритовые, кварц-диоритовые и пироксен-диоритовые штоки; *4* – миоценовые траппы; *5* – верхнеэоценовые–нижнеплиоценовые толеитовые и известково-щелочные базальты, андезибазальты и андезиты Западных Каскадных гор; *6* – эоцен-олигоценовые толеитовые базальты Берегового хребта; стратовулканы (цифры на схеме): *1* – Бэйкер, *2* – Глэсиэр-Пик, *3* – Рэйнир, *4* – Сент Хеленс, *5* – Адамс, *6* – Худ, *7* – Джефферсон, *8* – Три Систерс, *9* – Кратер Лэйл, *10* – Мак Лаулин

кремнезем – в поле гиперстеновых (известково-щелочных) и толеитовых базальтов. Сходство с океаническими абиссальными толеитами устанавливается и по особенностям распределения микроэлементов (Rb, Ni, Cr, Sn, Zr, Y).

Вопросы магматизма Западных Каскадных гор ранее рассматривались неоднократно. Согласно данным Тайера, Пека, Уилера, Кейса, Мак-Бирни, Аэслунда, Лешке, эоцен-миоценовые эффузивные магматические породы Западных Каскадных гор варьируют по составу от оливинового базальта и андезибазальта до дацита, риодацита и риолита, а интрузивные породы представлены кварцевыми диоритами и гранодиоритами, слагающими штоки и небольшие батолиты в осевой зоне хребта. Нами рассматриваются только наиболее основные члены ряда. Они включают базальтовые и андезибазальтовые лавы, пирокластику, реже силлы и дайки, относимые к эоценовой формации Колестин и олигоценовой формации Литтл Бьютт.

В двупироксеновых базальтах и андезибазальтах указанных формаций обычно присутствуют вкрапленники основного–среднего плагиоклаза и пироксенов (авгита и бронзита), погруженные в стекловатую интерсертальную или трахитоидную основную массу, содержащую микролиты плагиоклаза, ромбического и моноклинного пироксенов и мелкие зерна оливина, кварца, рудного минерала и апатита. Часть оливиновых зерен окружена ортопироксеновой оторочкой, образовавшейся в результате реакции оливина с расплавом. В тех базальтах, в которых наблюдаются подобные реакционные замещения, иногда присутствуют также вкрапленники кварца, возникшие в результате последовательного раскисления расплава по мере фракционирования из него ранних минеральных фаз (оливина и пироксенов). Вторичные изменения пород выражаются в хлоритизации, карбонатизации, пелитизации полевого шпата и развитии сапонитовых глинистых минералов, серицита, кварца, серпентина, талька, иддингсита, лейкоксена и зеленой роговой обманки по основной массе.

Сравнение средних составов основных вулканитов Западных Каскадных гор с базитами Берегового хребта и эталонными породами активных континентальных окраин, по Мак-Бирни, показывает следующее. На диаграмме *AFM* (см. рис. 118) базиты Западных Каскадных гор, как и базиты Берегового хребта, группируются в поле пород известково-щелочной и частично толеитовой серий, а на диаграмме щелочи–кремнезем большая их часть расположена в поле толеитовых базальтов, тогда как пиллоу-лавы Берегового

Таблица 120. Химический состав главных породообразующих минералов верхнекайнозойских магматических пород запада и юго-запада Северной Америки

Компоненты	Клинопироксены					Оливин	Ортопироксен	Амфибол
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	54,30	50,97	51,94	51,97	51,12	38,57	50,00	42,63
TiO_2	0,72	1,24	0,69	0,87	0,63	0,01	0,49	2,96
Al_2O_3	0,71	3,69	2,60	2,52	2,85	–	0,47	11,43
Cr_2O_3	0,06	0,13	–	–	–	0,04	–	0,13
FeO	4,25	11,38	6,59	9,65	7,56	25,19	34,49	11,29
MnO	0,09	0,27	0,18	0,25	0,22	0,55	0,84	0,17
MgO	16,80	13,85	15,20	15,10	15,72	37,69	11,51	14,70
CaO	23,30	16,72	22,49	19,57	21,53	0,04	1,74	11,37
Na_2O	0,25	0,61	0,33	0,40	0,34	–	0,20	2,30
K_2O	0,08	0,06	0,02	0,02	–	–	0,05	0,88
Сумма	100,59	99,50	100,20	100,33	99,97	102,17	100,05	97,11

1 – субщелочной оливиновый базальт, непрерывно-дифференцированная субщелочная ассоциация, провинция Сьерра-Невада (Van Kooten, 1980); 2 – афировый базальт, бимодальная базальт-риолитовая ассоциация, район Таос, штат Нью-Мексико; 3, 4 – шошониты, шошонитовая ассоциация, Йеллоустонский парк (Joplin et al., 1972); 5–8 – базиты расслоенного массива Гваделупа, "батолит" Сьерра-Невада (Best, 1963).

Примечание. NiO – 0,03; 0,08% (ан. 1, 6).

Таблица 121. Химический состав кайнозойских базитов западной части Северной Америки

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	47,15	54,16	53,21	47,72	50,10	51,40	54,67	51,15
TiO_2	1,70	1,20	1,27	2,93	1,10	1,80	0,84	0,44
Al_2O_3	14,54	16,27	17,08	15,08	14,90	16,00	18,25	19,57
Fe_2O_3	5,62	5,12	2,78	2,70	3,35	5,10	4,62	1,42
FeO	6,28	4,65	5,80	10,15	4,10	5,90	3,12	4,01
MnO	0,21	0,20	0,16	0,21	0,10	0,10	0,07	0,08
MgO	7,16	4,30	6,23	6,86	10,10	6,10	3,70	8,02
CaO	11,86	8,48	8,23	9,57	7,15	8,20	6,58	12,90
Na_2O	2,33	2,86	3,75	2,59	3,35	3,40	3,49	2,14
K_2O	0,25	0,80	0,75	0,80	2,90	1,60	3,84	0,09
P_2O_5	0,21	0,29	0,46	0,55	0,70	0,40	0,56	0,02
H_2O	2,05	1,39	0,24	1,87	1,35	1,18	1,87	1,19
Сумма	99,36	99,73	99,95	99,87	99,95	99,95	99,97	99,87

1 – базальт, Береговой хребет (среднее из 32 ан., Loeshke, $1979_{1,2}$); 2 – андезибазальт, Западные Каскадные горы (среднее из 24 ан., Loeshle, $1979_{1,2}$); 3 – то же, Высокие Каскадные горы (среднее из 18 ан., Loeshke, $1979_{1,2}$); 4 – траппы, район Снейк Ривер (среднее из 14 ан., Leeman, Vitaliano, 1976); 5 – субщелочной оливиновый базальт, непрерывно-дифференцированная субщелочная ассоциация, провинция Сьерра-Невада (среднее из 7 ан., Van Kooten, 1980); 6 – толеитовый базальт, бимодальная базальт-риолитовая ассоциация, провинция Сан-Хуан (Lipman, 1969); 7 – шошонит, шошонитовая ассоциация, Йеллоустонский парк (Nicholls, Carmichael, 1969); 8 – габбро, массив Гваделупа, "батолит" Сьерра-Невада (Best, 1963).

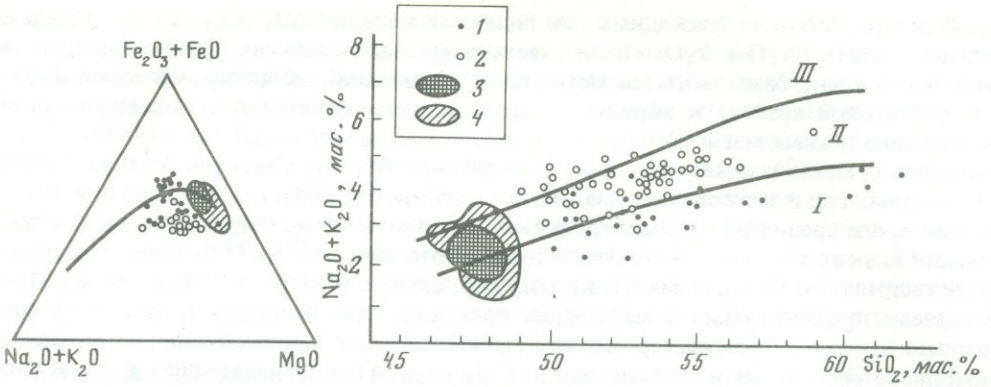


Рис. 118. Диаграмма составов базитов Каскадных гор и Берегового хребта Северной Америки (Loeschke, $1979_{1,2}$)

1, *2* – фигуративные точки составов базитов: *1* – Западных Каскадных гор, *2* – Высоких Каскадных гор; *3*, *4* – поля составов базитов: *3* – Берегового хребта, *4* – срединно-океанических хребтов (Лутц, 1980); поля составов магматических серий: *I* – толеитовой, *II* – известково-щелочной, *III* – калиево-натриевой субщелочной базальтовой

хребта тяготеют к полю известково-щелочных ассоциаций. Сравнение химизма эоценовых базальтов Берегового хребта и эоцен-миоценовых базальтов Западных Каскадных гор показывает, что первые представляют собой более вещественно однородную ассоциацию, практически идентичную MORB, тогда как вулканиты Западных Каскадных гор значительно более гетерогенны и варьируют по составу от базальтов до андезибазальтов и андезитов (Loeschke, 1979).

Магматизму Высоких Каскадных гор, в том числе и базитовому, посвящены публикации Тайера, Вильямса, Мэнарда, Мак-Бирни, Саттона, Файфа, Нэслунда, Лешке и др., в которых рассматриваются петролого-минералогические, геохимические и петрогенетические его аспекты. Все перечисленные исследователи отмечают, что базальтовые лавы Высоких Каскадных гор по сравнению с андезитовыми и дацитовыми имеют значительно меньшую мощность и часто пузыристы. Обычно они обладают афанитовым сложением, иногда содержат вкрапленники плагиоклаза (An_{40-60}), оливина (Fa_{30-40}) и клинопироксена (авгита). Как и в большинстве базальтовых провинций мира, структура пород существенным образом зависит от мощности лавовых потоков, скорости их остывания, содержания в магме газовой фазы и наличия или отсутствия вкрапленников. Чаще всего она трахитоидная, гломеропорфировая, интерсертальная или гиалопилитовая, а в мощных потоках и подводящих дайках – долеритовая. Плагиоклаз вкрапленников зонален и содержит мелкие раскристаллизованные включения стекла и клинопироксена. Последний, сравнительно редко встречаясь во вкрапленниках, постоянно присутствует в микролитах основной массы.

Средний состав базитов Высоких Каскадных гор (см. табл. 121) оценивается по результатам 20 анализов плейстоцен-современных лав и шлаков оливиновых базальтов и оливинсодержащих андезибазальтов (Loeschke, 1979). В целом он отвечает андезибазальту, причем по содержанию большинства петрогенных элементов устанавливается аналогия со средними составами андезибазальтов других активных континентальных окраин и островных дуг, в частности с составами четвертичных андезибазальтов центральной части Алеутской островной дуги.

Нормативный состав базитов Высоких Каскадных гор соответствует оливиновым и кварцевым толеитам. На диаграмме *AFM* для них не характерен тренд обогащения железом (см. рис. 118). На диаграмме щелочи–кремнезем составы плиоцен-четвертичных базитов Высоких Каскадных гор проектируются в поле пород известково-щелочных высокоглиноземистых базальтовых серий.

По сравнению с петрографически аналогичными вулканитами Западных Каскадных

гор базальты Высоких Каскадных гор содержат меньше SiO_2 и суммарного железа и больше – MgO, Na_2O и P_2O_5. Если учесть возрастные различия, можно наметить эволюционный тренд базитового магматизма от образований океанической толеитовой серии (Береговой хребет) к породам – производным толеитовых и известково-щелочных островодужных магм (Западные и Высокие Каскадные горы).

Вопрос о механизме образования кайнозойских базитов Северной Америки вообще и Каскадных гор в частности рассматривается во многих публикациях, отражающих различные точки зрения на проблему генезиса базальтовых и андезитовых лав. Так, на основании низких значений величин изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в продуктах плиоцен-четвертичного вулканизма Каскадных гор, равных 0,7032–0,7039, Хеджен и Лиман высказали предположение о мантийном происхождении исходных базальтовых магм, которые, по их мнению, претерпели по крайней мере три стадии эволюции в достижении изотопного равновесия в системе силикат–расплав: 1) в пределах мантийного источника; 2) на уровне подошвы земной коры; 3) в малоглубинных магматических резервуарах под вулканами. Как следует из результатов анализа изотопного состава свинца, в пределах северного и южного сегментов Каскадных гор, где вулканизм накладывается на дотретичные породы, имеются признаки контаминированности базитов сиалическим материалом, однако роль контаминации, по-видимому, крайне незначительна.

Подводя итог, можно констатировать, что базиты Каскадных гор – это продукты мантийного магматизма, проявленного в различной тектонической обстановке. В Береговом хребте они соответствуют абиссальным толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов (MORB), тогда как в Западных и Высоких Каскадных горах – основным членам толеитовых и известково-щелочных серий активных окраин континентов и островных дуг. Здесь их образование, скорее всего, связано с субдукцией океанической литосферной плиты под континентальную.

Ассоциации позднекайнозойского базитового вулканизма

Позднекайнозойский магматизм западной и юго-западной частей Северной Америки – преимущественно базальтовый магматизм, в большинстве случаев не связанный с процессами субдукции океанической литосферы в зонах конвергенции плит, а обусловленный другими, в первую очередь рифтогенными факторами. Единственный регион, где в позднем кайнозое еще преобладал магматизм известково-щелочного ряда, – район Каскадных гор, описанный выше, и два менее обширных района в Северной Калифорнии и Мексике (Cristiansen, Lipman, 1972). Характеризуя позднекайнозойский магматизм западной части Северной Америки как преимущественно базальтовый, конечно, следует иметь в виду, что основные породы доминируют далеко не во всех магматических ассоциациях и сериях.

Ниже охарактеризованы три типа преимущественно базальтовых проявлений магматической деятельности на западе Северо-Американского континента.

Непрерывно-дифференцированные субщелочные базальтовые ассоциации. Многие вулканические провинции и поля на западе Северо-Американского континента сложены породами непрерывно-дифференцированных субщелочных базальтовых ассоциаций. Так, например, породы вулканической провинции Сан-Франциско в Центральной Аризоне общей площадью свыше 3000 км^2 представлены чередующимися в геологическом разрезе субщелочными оливиновыми базальтами, трахибазальтами, трахидацитами и натриевыми риолитами, причем наиболее кислые дифференциаты занимают наименьшие площади. Начальные фазы вулканизма приходятся на рубеж 19 млн. лет; в дальнейшем извержения продолжались практически непрерывно. Аналогично большая часть верхнекайнозойских вулканогенных образований, обрамляющих Большой Бассейн в Провинции Бассейнов и Хребтов, также представлена субщелочными оливин-базальтовыми, трахибазальтовыми и риолитовыми лавами, излившимися из вулканических аппаратов центрального типа. В некоторых случаях заключительные фазы вулканической активности характеризуются возникновением пересыщенных щелочами основных лав и пирокластики.

Одной из хорошо изученных ассоциаций на западе Северной Америки является позднекайнозойская базальт-фонолитовая ассоциация южной части хребта Сьерра-Невада в Калифорнии. По минеральному и химическому составам входящие в нее магматические породы разделяются на следующие три группы: 1) субщелочные оливиновые базальты, содержащие 0,8–2,5% K_2O и состоящие из светло-коричневого клинопироксена ($Wo_{37-39}En_{40-42}Fs_{18-20}$), плагиоклаза ($An_{62-65}$) и оливина ($Fa_{12-15}$); 2) трахибазальты повышенной калиевости (2,5–4,10% K_2O), сходные по минеральному составу с субщелочными оливиновыми базальтами, от которых они отличаются наличием биотита (1–3%) и несколько иным составом клинопироксена ($Wo_{40-41}En_{36-37}Fs_{22-24}$); в некоторых разновидностях пород присутствуют крупные (3–4 мм) вкрапленники биотита и флогопита; 3) щелочные базальтоиды (полевошпатовые лейцититы, тефриты, фонолиты) с содержанием 4,1–7,0% K_2O при 50% SiO_2. Этот тип пород образован светло-зеленым клинопироксеном ($Wo_{38-40}En_{34-38}Fs_{19-22}$), оливином ($Fa_{25-32}$), плагиоклазом ($An_{58-62}$), биотитом, флогопитом, а также лейцитом. Остаточное стекло нередко включает пойкилитовые микровключения калиевого полевого шпата. Богатые калием базальты, входящие в состав субщелочных базальтовых ассоциаций, подробно описаны также и в центральной части хр. Сьерра-Невада (Van Kooten, 1980). Там они залегают непосредственно на гранитоидах батолита Сьерра-Невада и имеют возраст 3,4–3,6 млн. лет (K-Ar метод). Среди базальтоидов различают лейцититы и лейцитовые тефриты (5–9% K_2O), субщелочные оливиновые базальты повышенной калиевости (3–5% K_2O) и калиево-натриевые субщелочные оливиновые базальты (1–3% K_2O). В них встречаются флогопит, санидин и лейцит. Положение субщелочных и щелочных пород различного минерального состава провинции Сьерра-Невада на диаграмме K_2O–SiO_2 показано на рис. 119.

В целом в пределах провинции Сьерра-Невада с востока на запад в породах наблюдается увеличение содержания калия и количества щелочных минералов. При этом отношение $100 \cdot Mg/(Mg + Fe)$ в породах варьирует от 78 до 66. Геобарометрические определения указывают на генерацию исходных магматических расплавов на больших глубинах (110–125 км). В связи с этим важное значение приобретают встречаемые в субщелочных базитах включения флогопитовых пироксенитов и перидотитов.

Шошонитовые ассоциации. Характеризуя верхнекайнозойский магматизм западной части Северо-Американского континента, нельзя не остановиться также на шошонитовом магматизме, проявления которого особенно обильны в Йеллоустонском национальном парке США. Применительно к ним возникло само понятие "шошонитовая ассоциация" (серия), впоследствии нашедшее столь широкое употребление в геологической литературе. В состав шошонитовой ассоциации Йеллоустонского парка входят абсарокитовые, шошонитовые и банакитовые лавы, образующие потоки и лавовые поля в центральной части штата Вайоминг.

Абсарокиты (субщелочные калиевые пикробазальты) – наиболее основные члены шошонитовой ассоциации. Характерная их петрографическая особенность – отсутствие вкрапленников плагиоклаза. Абсарокиты Йеллоустонского парка образованы вкрапленниками оливина Fa_{27-31} (4–5%) и авгита состава $Wo_{42-46}En_{38-46}Fs_{12-18}$ (14–17%), расположенными в полностью раскристаллизованной основной массе, состоящей из калиевого полевого шпата (санидина или ортоклаза состава $Ab_{27-32}An_{3-7}Or_{61-70}$), авгита ($Wo_{42-49}En_{30-44}Fs_{14-22}$), ортопироксена ($Wo_{2-4}En_{64-70}Fs_{27-32}$) и хлорита, по-видимому, заместившего стекло. Плагиоклаз в основной массе присутствует только в ядерных частях выделений калиевого полевого шпата.

В шошонитах количество вкрапленников плагиоклаза (An_{50-60}) достигает 25–36 об.% Кроме того, в состав породы входят авгит $Wo_{38-43}En_{38-46}Fs_{15-20}$ (3,8–9,4 %), оливин Fa_{28-32} (3–3,5%), ортопироксен состава $Wo_{3-5}En_{65-70}Fs_{26-30}$ (0–1,5%) и магнетит (0,1–0,7%). Основная масса, как и в абсарокитах, полнокристаллическая и состоит из микролитов плагиоклаза (An_{42-55}), санидина ($Ab_{45-55}An_{5-10}Ort_{40-50}$), авгита, оливина, ортопироксена, а также мелких зерен апатита, цеолитов, иногда карбоната. Типоморфный петрографический признак шошонитов – обрастание вкрапленников

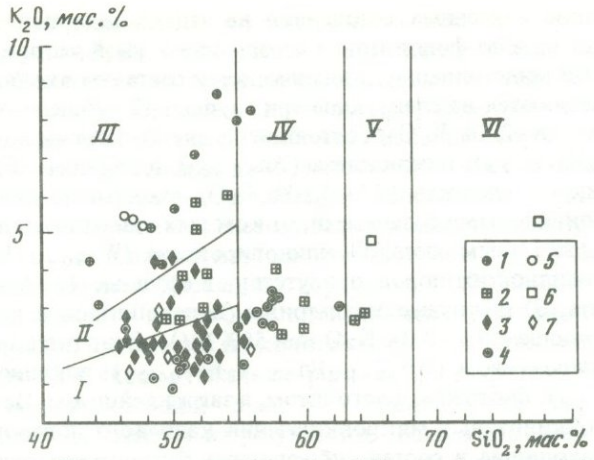


Рис. 119. Диаграмма $K_2O - SiO_2$ для позднекайнозойской базальт-фонолитовой ассоциации провинции Сьерра-Невада

1–4 – породы южной части провинции: *1* – лейцитсодержащие, *2* – с вкрапленниками биотита, *3* – с биотитом в основной массе, *4* – без биотита; *5–7* – породы восточного обрамления провинции: *5* – лейцитсодержащие, *6* – с вкрапленниками биотита, *7* – с биотитом в основной массе; *I–VI* – поля составов пород: *I* – субщелочных оливиновых базальтов, *II* – высококалиевых субщелочных оливиновых базальтов, *III* – щелочных базальтоидов, *IV* – андезитов, *V* – дацитов, *VI* – риолитов

плагиоклаза тонкими санидиновыми оторочками, что свидетельствует о закономерном возрастании щелочности остаточного магматического расплава.

Банакиты (высококалиевые трахиандезибазальты) Йеллоустонского парка характеризуются сравнительно небольшим количеством (17–20 об. %) вкрапленников, среди которых существенно преобладает плагиоклаз (An_{40-60}). Кроме того, во вкрапленниках присутствуют авгит $Wo_{37-46}En_{37-52}Fs_{11-17}$ (3–5%), бронзит $Wo_{2-5}En_{68-80} \cdot Fs_{12-27}$(2–4%), оливин Fa_{13-18} (2–3%) и магнетит (0,5–0,6%). Основная масса тонкозернистая и полнокристаллическая, образована субпараллельными лейстами плагиоклаза и санидина с заключенными между ними мелкими зернами пироксенов и оливина. Биотит, типоморфный для банакитовых пород ряда районов мира (Nicholls, Carmichael, 1969), в описанных лавах отсутствует.

В породах верхнекайнозойской шошонитовой ассоциации Северной Америки, как и в островодужных шошонитах, пониженно содержание титана при постоянном преобладании в составе щелочей калия над натрием ($K_2O/Na_2O > 1$). По сравнению с базитами толеитовых и известково-щелочных серий шошониты Йеллоустонского парка (см. табл. 120) содержат больше SiO_2, что приводит к появлению в их нормативном составе кварца при резко подчиненной роли нормативного оливина (Nicholls, Carmichael, 1969). Распределение и концентрация микроэлементов (Rb, Ni, Co, Cr, V, Ba, Sr, Zr иРЗЭ) в целом такие же, как и в шошонитах других районов активной периферии Тихого океана – Камчатки, Курильских островов, Японии, Новой Гвинеи и островов Фиджи (Цветков, 1982).

Вопросы, связанные с петрогенезисом пород шошонитовых ассоциаций и серий, рассмотрены в ряде работ (Цветков, 1982; Joplin et al., 1972). Отметим только, что результаты изучения изотопных отношений Nd и Sr в породах Йеллоустонского парка заставляют прийти к выводу о существенном контаминирующем влиянии в ходе их образования докайнозойской сиалической коры на исходные мантийные базальтовые расплавы (Fifth International..., 1982).

Бимодальные базальт-риолитовые ассоциации. Третьим типом преимущественно базальтовых верхнекайнозойских вулканических ассоциаций запада Северной Америки являются контрастные базальт-риолитовые ассоциации. Они связаны с процессами сбросообразования и раздвигов земной коры в Провинции Бассейнов и Хребтов, распространившимися и на некоторые прилегающие к ней территории. Начальные фазы бимодаль-

ного вулканизма приходились на ранний миоцен (провинция Сан-Хуан), а наибольшей интенсивности он достигал в позднемиоценовое время (провинция Стимбот-Спрингс). Соотношение основных и кислых членов ассоциаций может варьировать. Так, например, в провинции Сан-Хуан (в миоцене) и на плато Модок (в плиоцене) доминировали базальты, тогда как в других случаях, например в пределах четвертичного Йеллоустонского риолитового плато и в районе Невада Тест Сайт, отчетливо преобладали риолиты (Lipman, 1969). В ряде районов в составе базальт-риолитовых ассоциаций участвуют и средние породы, правда, в резко подчиненных количествах (Cristiansen, Lipman, 1972).

Плейстоценовые оливин-клинопироксеновые базальты плато Модок, расположенного на стыке Каскадных гор и Провинции Бассейнов и Хребтов, представляют собой афанитовые, сильно пузыристые, редко порфировидные породы, основными породообразующими минералами которых являются плагиоклаз ряда лабрадор–андезин (An_{60-48}, 45–55%), оливин (0–20%), авгит (10–15%) и Fe-Ti окислы (5–6%), погруженные в стекло (40–50%). Последнее часто гематитизировано. Редкие вкрапленники плагиоклаза характеризуются слабой зональностью и содержат в виде включений зерна оливина размером 0,02–0,05 мм. В наиболее раскристаллизованных базальтах структура основной массы приближается к интерсертальной. Низкие содержания TiO_2 (0,74–1,25%) и суммы щелочей ($Na_2O + K_2O$ = 2,33–3,4% при содержании K_2O 0,10–0,44%) в базальтах плато Модок, а также соотношение железа ($Fe_2O_3 + FeO$ = 7,91–9,43%) и магния (MgO 7,43–10,04%) позволяют относить их к толеитовой магматической серии.

Описанные выше три типа верхнекайнозойских магматических ассоциаций западной части Северной Америки объединяют все провинции, магматизм которых соответствовал преимущественно базальтовому профилю. Некоторые более сложно построенные вулканические поля могут быть интерпретированы как комбинация указанных трех типов ассоциаций. К числу таких сложных случаев, по-видимому, относятся вулканические поля северной и центральной частей штата Нью-Мексико, включая районы депрессии Рио-Гранде и гор Джермез, так же как и некоторые вулканические поля в Провинции Бассейнов и Хребтов (Lipman et al., 1972).

Базиты в составе плутонических ассоциаций

Одним из наиболее крупных плутонических комплексов на западе Северной Америки является "батолит" Сьерра-Невада в Восточной Калифорнии. Общая протяженность его превышает 800 км. Все интрузивные тела, объединяемые этим названием, можно разделить на две большие группы по возрасту, геологическим взаимоотношениям и составу входящих в них изверженных пород (Best, 1963). К первой группе относятся мезоабиссальные плутоны тоналитового, трондьемитового и габброидного состава, которые внедрились вслед за проявлением метаморфизма низкой ступени и деформациями, связанными с позднеюрским невадийским орогенезом. Плутоны второй группы приурочены к центральным, наиболее гипсометрически приподнятым частям хр. Сьерра-Невада и сложены гранитами, кварцевыми диоритами, кварцевыми монцонитами и гранодиоритами мелового возраста.

Типичным примером плутонических ассоциаций первой группы является массив Гваделупа, расположенный на южном фланге "батолита" Сьерра-Невада и занимающий площадь свыше 100 км^2. Плутон имеет эллипсовидную форму, причем его длинная ось совпадает с направлением осей складок вмещающих метаморфических пород. Контакты его субвертикальные. Широко распространены также более мелкие интрузивные тела базальтового и долеритового состава, являющиеся, по-видимому, апофизами плутона. Наиболее важной особенностью плутона Гваделупа следует считать проявление магматической расслоенности. Спектр ее весьма широк – от габбро и габброноритов до гранитов и лейкогранофиров (рис. 120). Габброиды слагают две мощные многокилометровые зоны в основании ("нижние" габбро) и в средней части плутона ("верхние" габбро), разделенные диоритовыми, агматитовыми и меладиоритовыми зонами. К апикаль-

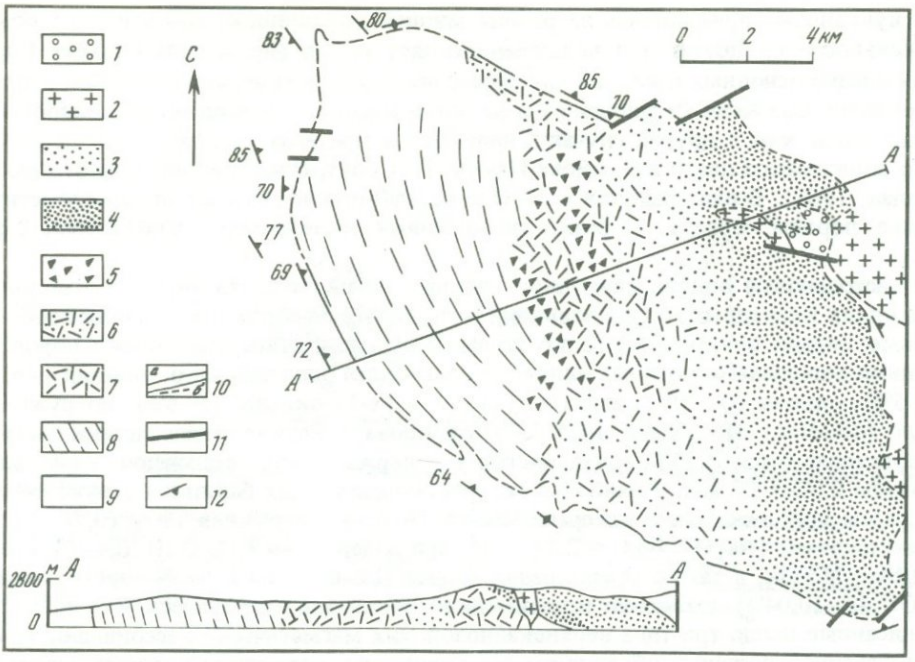


Рис. 120. Схематическая геологическая карта массива Гваделупа (Best, 1963)

1 – аллювий; *2* – габбро, диориты; *3* – гранофиры; *4* – граниты; *5* – кварцевые монцониты; *6* – агматиты; *7* – меладиориты; *8* – расслоенные габброиды (штриховкой показано направление расслоенности); *9* – метаморфические породы; *10* – геологические границы (*а* – прослеженные, *б* – предполагаемые); *11* – тектонические нарушения; *12* – элементы залегания полосчатости

ным частям плутона приурочены кварцевые монцониты, граниты и гранофиры. Радиологическое датирование биотитов из средних и кислых пород массива Гваделупа дало возраст 136 млн. лет (Best, 1963).

Говоря о магматической расслоенности, следует отметить также наличие в габброидах двух типов план-параллельных текстур. По простиранию они следуют дугообразной западной границе массива, причем линии их падения всегда направлены к востоку, а углы падения варьируют от субвертикальных до 35–40°. Одной из этих текстур является грубая магматическая расслоенность, которая наиболее отчетливо проявлена в массивах крупнозернистых "нижних" габбро. Кроме того, наблюдается тонкая ритмичная расслоенность, определяемая различиями в модальных составах породообразующих минералов, размерах их зерен, структурах или в комбинации этих факторов. Расслоенность этого типа обычно менее заметна и только в "нижних" габбро проявлена достаточно отчетливо. Размеры вещественно однородных слоев различны. Так, в габброидах центральной части плутона Гваделупа "пласты" прослежены по простиранию на расстояние до 1000 м, а вкрест простирания – на несколько сот метров.

Большинство габброноритов и габбро имеет гипидиоморфнозернистую, иногда габбро-офитовую структуру. Наиболее важной их структурной особенностью является кумулятивный характер в западной части плутона. В этих породах кумулятивные зерна плагиоклаза, оливина и клинопироксена окружены агрегатами мелких зерен более основного плагиоклаза, пироксена и роговой обманки, представляющих собой продукт раскристаллизации захваченной интеркумулусной жидкости.

Породообразующий плагиоклаз (An_{60-82}) характеризуется осцилляторной зональностью и часто бывает изогнут и трещиноват, что указывает на посткристаллизационную деформацию пород плутона. Главный темноцветный минерал – моноклинный пироксен ряда авгита ($Wo_{43}En_{44}Fs_{13}$), включающий мелкие выделения Fe-Ti окислов. В габброидах наблюдается скрытая расслоенность: вверх по разрезу несколько возрастает

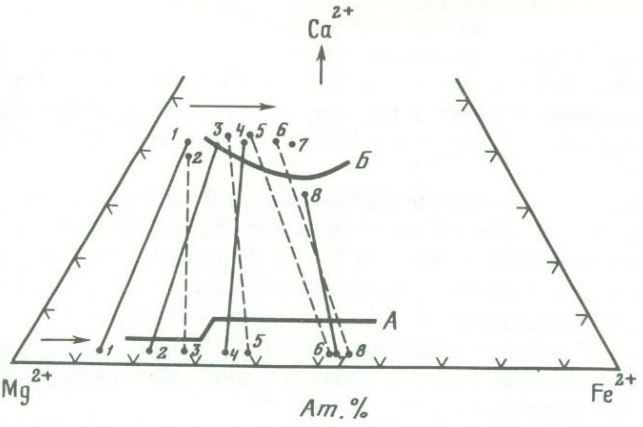


Рис. 121. Диаграмма составов породообразующих пироксенов в габброидах массива Гваделупа (Best, 1963)

А, Б – то же, что на рис. 103; стрелками показано направление изменения составов сосуществующих орто- и клинопироксенов в вертикальном разрезе массива (снизу вверх)

содержание ферросилитового компонента в пироксенах (рис. 121), однако эта тенденция менее отчетлива, чем в таких дифференцированных основных плутонических комплексах, как Бушвельд, Стиллуотер и Скергаард. Ромбический пироксен – энстатит состава $Wo_4En_{35}Fs_{61}$ (1–3%) – характеризуется низким содержанием Al_2O_3 (0,47%) и в целом соответствует ортопироксенам бушвельдского типа, по Хессу. Он содержит ламелли авгита, расположенные параллельно (100). Важной составной частью габбро является коричневая роговая обманка, количество которой возрастает в верхних частях интрузивных тел, где она частично замещает клинопироксен, а частично образует самостоятельные фазы. Оливин (Fa_{18-29}) в заметных количествах (7–12%) присутствует только в "нижних" габбро плутона Гваделупа. Среди рудных минералов, помимо магнетита и татаномагнетита, распространены сульфиды. Красно-коричневый биотит (0–3%) и кварц (0–2,5%) встречаются только в виде мелких межгранулярных выделений и являются минералами поздних фаз кристаллизации. Акцессорный апатит характерен только для "верхних" габбро.

Химические характеристики основных пород массива Гваделупа в целом аналогичны соответствующим параметрам других расслоенных основных плутонических комплексов (Бушвельд, Стиллуотер, Скергаард и др.). На ранних стадиях кристаллизационной истории плутона Гваделупа доминирующей тенденцией было возрастание железистости остаточных расплавов на фоне практически постоянной магнезиальности. В то же время на поздних стадиях эволюции плутона существенно возрастала их общая щелочность.

Примером сложных полифациальных магматических комплексов на западе Северной Америки с участием габброидных плутонов в их составе можно считать комплекс Бэр Маунтин в горах Клаймат (Калифорния). Он сложен клинопироксеновыми ультрабазитами и оливиновыми габбро (I фаза), двупироксеновыми биотитовыми диоритами и монцодиоритами (II фаза), роговообманковыми габбро и диоритами (III фаза), биотитовыми тоналитами и гранодиоритами (IV фаза) и поздними дайками.

Особенности химизма габбро и диоритов комплекса Бэр Маунтин, как и других аналогичных комплексов штатов Орегон и Вашингтон, указывают на их образование путем фракционной кристаллизации водосодержащей высокоглиноземистой базальтовой или андезибазальтовой магмы.

Южно-Американские Анды и продолжающие их на север Центрально- и Северо-Американские Кордильеры, как отмечалось выше, – наиболее протяженная активная континентальная окраина земного шара. В них широко проявлены современные горообразовательные движения, сопровождаемые исключительно интенсивным магматизмом и метаморфизмом.

Началом формирования активной континентальной окраины на западе Южно-Американского материка можно считать возникновение мезозойской вулканической островной дуги или эшелонированной системы дуг на территории современных Перу и Чили (James, 1971), развитие которых, начавшись в позднем триасе–ранней юре, закончилось на рубеже оксфорда и киммериджа. Основные породы, входящие в ее состав, представлены базальтовыми и андезибазальтовыми пиллоу-лавами, туфами, брекчиями и агломератами, сформировавшимися в подводных условиях. Мощность вулканогенных образований этого возраста достигает в Перу и Чили 4 км.

Синхронно эффузивной деятельности происходило становление "Андийского батолита" – сложных многофазных интрузий габбро-гранитного состава, развитых в прибрежной зоне Анд (на расстоянии менее 100 км от оси глубоководного желоба) почти на всем их протяжении от Колумбии и Эквадора до Огненной Земли и Антарктического полуострова. Наиболее древние мезозойские плутонические породы "Андийского батолита" датируются нижней юрой. В восточном направлении наблюдается "омоложение" плутонических пород вплоть до эоценовых. Образование "Андийского батолита" Центрального и Южного Перу происходило в позднем мелу или в раннем кайнозое; наиболее молодые магматические фазы размещены с восточной стороны плутонического пояса.

Анализ геологических и петрологических данных, приведенных в литературе по мезозойско-кайнозойскому магматизму Южно-Американских Анд, позволяет сделать следующие основные выводы.

1. Во многих районах Анд известково-щелочной (преимущественно андезитовый, в меньшей степени базальтовый) вулканизм продолжался почти непрерывно с верхнего триаса и нижней юры (150–100 млн. лет) до настоящего времени.

2. Происходила закономерная непрерывная миграция вулканизма к востоку, в результате чего в настоящее время юрские и меловые магматические породы обнажаются вблизи побережья Тихого океана, все более и более "омолаживаясь", по направлению в глубь континента, причем современный активный вулканический пояс расположен уже в 200–300 км от побережья.

3. В пределах конкретных вулканических провинций основные породы (базальты и андезибазальты) обычно преобладают в составе наиболее древних (юрских и меловых) магматических ассоциаций. Они содержат меньше K_2O (при одном и том же содержании SiO_2) и больше железа, чем молодые (кайнозойские и современные) породы.

4. Юрские и меловые вулканиты основного состава образовались преимущественно в подводных условиях (подушечная отдельность, высокая степень окисленности железа), в то время как кайнозойские и современные эффузивы формировались в субаэральной обстановке.

5. На большей части Южно-Американских Анд начало мезозойской магматической деятельности связано с образованием энсиалических островных дуг, в фундаменте которых находятся палеозойские и докембрийские метаморфиты. Только на севере Анд, в Колумбии и Северном Эквадоре, заложение вулканического островодужного пояса произошло на океанической коре (энсиматические дуги), что подтверждается присутствием в геологических разрезах офиолитов (к северу от 2° с.ш. и к югу от 5° ю.ш.).

Ниже дана вещественная характеристика базитового магматизма Южно-Американских Анд на примере наиболее широко проявленных и лучше всего изученных продуктов современного вулканизма.

Ассоциации четвертичного базитового вулканизма

Среди продуктов кайнозойской магматической деятельности особенно широко распространены, наряду с андезитами, высокоглиноземистые базальтовые лавы, изливавшиеся из многочисленных стратовулканов Чилийского сегмента Анд. В районах, расположенных к югу от 34° ю.ш., объемы базитов существенно превышают объемы других магматических пород, что разными исследователями (Lopez-Escobar et al., 1977; Thorpe et al., 1981) связывается с неодинаковым глубинным строением земной коры и верхней мантии к югу и к северу от 34° ю.ш., а также с изменением угла наклона субдуцируемой под Южно-Американский континент тихоокеанской океанической плиты Наска. В Чилийских Андах стратовулканы образуют два субпараллельных близмеридиональных горных хребта, протягивающихся на удалении 100–150 км от побережья Тихого океана: эоцен-миоценовую Береговую Кордильеру и лежащую к востоку от нее миоцен-четвертичную Высокую Кордильеру (Lopez-Escobar et al., 1977). Базальтовые излияния были особенно интенсивными в пределах Высокой Кордильеры, где они либо соответствовали начальным фазам образования стратовулканов (вулканы Каллакуэн, Пайеху, Ланин и др.), либо являлись результатом их современной активности (вулканы Анкуд, Ллайма, Виларика, Касабланка). К этому следует добавить, что базальтовые и андезитовые вулканы нередко расположены в пределах единых тектонических структур на небольшом удалении друг от друга. В то же время для одних и тех же вулканов известны случаи смены базальтовых извержений андезитовыми и наоборот. Подобные факты имеют место и в других современных вулканических областях, в частности на Камчатке, свидетельствуя, вероятно, о парагенетическом родстве исходных магм.

Основные лавы чилийских вулканов являются типичными представителями базальтов орогенических областей земного шара. Они обладают порфировой структурой и повсеместно содержат во вкрапленниках зональный плагиоклаз состава An_{45-70} (15–50%), реже оливин Fa_{21-25} (0–10%), авгит состава $Wo_{40-46}En_{40-43}Fs_{14-17}$ (0–5%) и бронзит ($Wo_{1-4}En_{72-75}Fs_{24-28}$). В отличие от четвертичных андезитов Высокой Кордильеры в базальтах нет водосодержащих минеральных фаз (амфибола и биотита). Основная масса базальтов обычно стекловатая и имеет гиалопилитовую или интерсертальную структуру. В целом петрографические особенности базальтов Высокой и Береговой Кордильер, по данным Вергара и Клеркса, идентичны.

Анализ химических составов плейстоцен-четвертичных базальтов Центрального и Южного Чили (табл. 122) свидетельствует об их принадлежности к известково-щелочной магматической серии (19,29–22,02% Al_2O_3). От толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) высокоглиноземистые базальты (лейкобазальты) Чилийских Анд существенно отличаются повышенным содержанием глинозема, пониженным содержанием титана (0,80–1,27% TiO_2) и меньшей величиной отношения $100 \cdot MgO/(Mg + Fe)$. По содержанию Sc, Co, Ni, Rb, Sr, Ba отмечается их сходство с известково-щелочными базальтами энсиалических островных дуг (Новая Зеландия, Япония, Восточные Алеуты, п-ов Аляска) и активных континентальных окраин типа Каскадных гор Северной Америки. Известково-щелочной тренд эволюции высокоглиноземистых базальтов Чилийских Анд отчетливо виден на диаграммах *AFM* и щелочи–кремнезем (рис. 122, 123).

Породы, входящие в состав шошонит-латитовых магматических ассоциаций, распространены на восточном фланге Южно-Американских Анд. Вулканическая деятельность в этом районе продолжалась практически непрерывно начиная с верхнего миоцена. В фундаменте кайнозойских вулканогенных пород залегают палеозойские (от кембрия до перми) и мезозойские (мел) образования, представленные в основном парametаморфическими комплексами и терригенно-карбонатными осадочными отложениями.

Работами Шваба, Пихлера, Цайля и других исследователей было показано, что образование шошонит-латитовых ассоциаций Западной Аргентины происходило почти

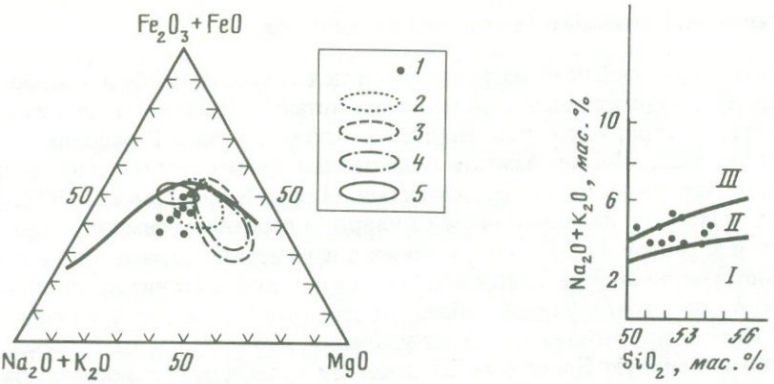


Рис. 122. Сравнительная диаграмма составов высокоглиноземистых четвертичных базальтов Чилийских Анд (*1*) и базальтов Каскадных гор США (*2*), Японии (*3*), Новой Зеландии (*4*), Алеутских островов (*5*) (Loeschke, 1979[1, 2]; Ewart et al., 1977; Kay, 1977; Lopez-Escobar et al., 1977)

Рис. 123. Фигуративные точки составов четвертичных высокоглиноземистых базальтов Чилийских Анд на диаграмме SiO_2 –($Na_2O + K_2O$) (Lopez-Escobar et al., 1977)

Поля составов магматических серий: *I* – толеитовой, *II* – известково-щелочной, *III* – калиево-натриевой субщелочной базальтовой

синхронно с излияниями высокоглиноземистых известково-щелочных базальтов и андезибазальтов Центральных и Южных Анд.

В петрографическом отношении шошониты района Пуна – наиболее широко распространенные породы – представляют собой сильно пузыристые образования, сложенные многочисленными мелкими (до 2 мм) вкрапленниками оливина (Fa_{15-20}), авгита и иногда амфибола в темной афанитовой основной массе. Основная масса состоит из калиево-натриевого полевого шпата, плагиоклазовых и пироксеновых микролитов и Fe-Ti окислов, погруженных в бурое гематитизированное стекло. Кварцевые латиты –

Таблица 122. Химический состав эффузивных базитов Южно-Американских Анд

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	51,46	52,70	50,60	45,12	46,79	50,53	52,64	53,70
TiO_2	1,04	0,89	1,63	3,04	2,53	1,39	1,80	1,43
Al_2O_3	22,02	20,81	17,38	14,90	16,38	14,90	14,80	16,22
Fe_2O_3	7,33	6,11	9,64	11,81	11,78	5,79	2,07	2,00
FeO			–	–	–	2,56	6,08	5,78
MnO	0,15	0,17	0,16	0,17	0,16	0,13	0,13	0,13
MgO	3,59	4,80	5,49	8,63	7,70	9,75	7,59	6,90
CaO	9,38	10,50	9,02	9,38	9,61	7,60	6,65	7,03
Na_2O	3,89	3,32	3,97	3,43	3,94	3,00	2,75	3,35
K_2O	0,70	0,44	0,77	1,19	1,18	2,90	3,57	2,02
P_2O_5	–	–	0,43	0,79	0,45	0,78	0,75	0,33
H_2O^-	–	–	–	–	–	0,13	0,31	0,14
H_2O^+	–	–	–	–	–	0,25	0,60	0,51
Сумма	99,87	99,98	99,09	98,46	100,52	99,86	99,78	99,70

1, 2 – четвертичные высокоглиноземистые базальты вулканов (Lopez-Escobar et al., 1977): 1 – Пайэху, 2 – Виларика; 3–5 – патагонские траппы (Baker et al., 1981); 3 – оливиновый толеит ("ранние" лавы, 40 млн. лет), 4 – субщелочной оливиновый базальт ("поздние" лавы, 25–9 млн. лет), 5 – субщелочной оливиновый базальт ("новейшие" лавы, 4–0,2 млн. лет); 6–8 – шошониты, шошонит-латитовая ассоциация (Dostal et al., 1977).

Примечание. CO_2 – 0,15; 0,04; 0,16% (ан. 6–8).

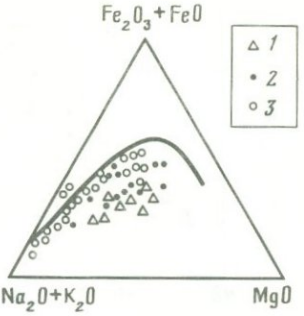


Рис. 124. Сравнительная диаграмма составов пород шошонит-латитовой ассоциации Южно-Американских Анд (*1*) и четвертичных андезитов (*2*) и риолитов (*3*) известково-щелочной серии (Pichler, Zeil, 1972)

также неполнокристаллические породы. От шошонитов и латитов они отличаются более высокими содержаниями SiO_2 и K_2O (Pichler, Zell, 1972). На диаграмме *AFM* они образуют единый тренд эволюции в области пород известково-щелочных и шошонитовых серий (рис. 124). Во всех случаях в шошонитах и латитах района Пуна устанавливаются более высокие содержания K, Sr, Ba и отчасти Rb, чем в пространственно ассоциирующих с ними известково-щелочных андезитовых и риолитовых лавах. В то же время по содержаниям этих элементов они обнаруживают определенное сходство с шошонитами и латитами эксиалических островных дуг (Новая Гвинея и др.) и некоторых внутриконтинентальных районов Северной Америки. По данным Лефевра (Dostal et al., 1977) и Дерруэля (Deruelle, 1978), для шошонитов Южного Перу характерен сильно фракционированный тип секторов РЗЭ с преобладанием легких РЗЭ цериевой группы и отсутствием Eu-аномалии. Кроме того, соотношение изотопов Sr и Nd в породах шошонит-латитовой ассоциации Южного Перу и Западной Аргентины свидетельствует, по мнению указанных авторов, о существенном участии в процессе их петрогенеза сиалического вещества древнего континентального цоколя.

Базиты в составе плутонических ассоциаций

Плутонические породы занимают примерно 15% общей площади Южно-Американских Анд. Как и плутонические образования Северо-Американских Кордильер, они представляют собой часть тихоокеанской магматической провинции и служат классическим примером проявления известково-щелочного интрузивного магматизма в активных континентальных окраинах. Полученные за последние 20 лет результаты определения радиологического возраста интрузивных пород свидетельствуют о том, что формирование плутонов происходило в период от докембрия до плиоцена. Главные эпизоды интрузивной деятельности приходятся на поздний палеозой, юру, мел и кайнозой. Домезозойские плутоны имеют преимущественно гранитный состав, тогда как в строении более молодых массивов преобладают породы среднего–кислого состава – гранодиориты, тоналиты, адамеллиты; при этом габброиды играют подчиненную роль (McCourt, 1981).

Одними из наиболее крупных плутонов Южной Америки являются "прибрежные батолиты" Перу и Чили, геологическое строение и вещественный состав которых изучены в настоящее время, по-видимому, наиболее детально. Остановимся на характеристике основных магматических образований в пределах "Перуанского прибрежного батолита" сегменте г. Лимы (11–12° ю.ш.). Эти интрузивные образования изучены наиболее полно и геохимически.

"Перуанский прибрежный батолит" протягивается параллельно простиранию Перу-Чилийского глубоководного желоба на расстояние свыше 1600 км при ширине около 65 км и состоит приблизительно из 1000 самостоятельных интрузивных тел. Внедрение последних происходило в несколько этапов в широком временно́м интервале от мела до миоцена–плиоцена, причем максимумы плутонической активности приходились на рубежи 100, 95, 70, 62 и 34 млн. лет (McCourt, 1981). Подобно другим "батолитам" Кордильер, Анд и продолжающих их к югу Береговых хребтов Антарктического полуострова, "Перуанский прибрежный батолит" образован многочисленными отдельными интрузивами, включая дайки и силлы, и представляет собой сложный магматический комплекс. Отдельные естественные ассоциации пород, сформировавшиеся в узком временно́м интервале, соответствуют магматическим ассоциациям, или супер-

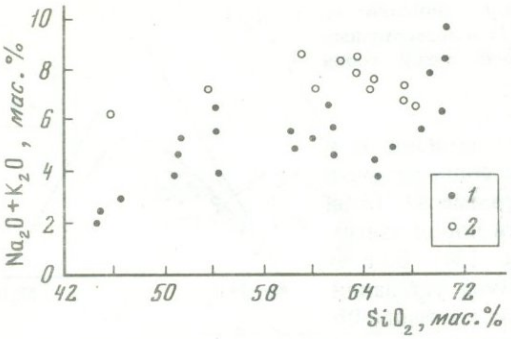


Рис. 125. Диаграмма SiO_2 – (Na_2O + K_2O) для плутонических пород Южно-Американских Анд (Aguirre et al., 1974)

1, 2 – массивы: *1* – мезозойские, *2* – кайнозойские

единицам, по Коббингу и Питчеру. Выделяется до 10 таких ассоциаций (McCourt, 1981). Вмещающими породами служат слабо измененные меловые и нижнекайнозойские андезитовые вулканиты формации Калипуи. Число петрографических разновидностей, входящих в состав одной ассоциации, может достигать 16. Преобладают тоналиты, хотя велика также роль гранодиоритов, монцодиоритов и адамеллитов. Характерна отчетливая зональность "батолита": от габброидных интрузивов в его фланговых частях к кислым (адамеллитовым) интрузивам в центре. Одновременно в каждом отдельном магматическом массиве обычно проявлена дифференциация "in situ" с тем же набором изверженных пород, что и в "батолите" в целом (от габбро до адамеллитов и двуполевошпатовых гранитов). Кроме того, от более древних к более молодым ассоциациям, как и в "батолитах" запада Северной Америки ("батолит" Сьерра-Невада и др.), происходит закономерное раскисление средних химических составов пород (рис. 125).

Наиболее древней частью "Перуанского прибрежного батолита" является ассоциация Патам (100 млн. лет), составляющая до 16% его общего обьема (McCourt, 1981). В составе ассоциации преобладают габбро и диориты. Самое крупное интрузивное тело – габброидный плутон Хуарал размером 45×15 км^2. Контакты габброидов с вмещающими породами вертикальные; в зоне экзоконтакта последние перекристаллизованы на расстоянии до 100 м от контакта. Внутреннее строение плутона Хуарал чрезвычайно сложное, что отражает многоактность его становления в верхних горизонтах земной коры. В дальнейшем породы плутона испытали неоднократный метаморфизм и метасоматоз.

Наиболее распространенные основные породы – авгит-ортопироксеновые, иногда оливинсодержащие габбронориты с субофитовой или метаморфически-зернистой структурой. Их первичные минералы представлены оливином, орто- и клинопироксенами, роговой обманкой, основным плагиоклазом и акцессорными – шпинелью, апатитом и Fe-Ti окислами. Изменение начинается с замещения пироксена и оливина тонковолокнистым актинолитом (уралитизация). За этим следует амфиболизация темноцветных минералов с образованием голубовато-зеленого пойкилитового амфибола, особенно интенсивно замещающего пироксен вплоть до полных псевдоморфоз. Параллельно происходит деанортитизация плагиоклаза с образованием андезиновых оторочек вокруг зерен кварца; появляется биотит. В результате таких преобразований первично-магматическая габбровая структура превращается в гранитоидную, обусловленную процессами перекристаллизации и замещения в твердом состоянии, а породы из типичных магматических габбро превращаются в меладиориты. Оценить и учесть роль автометаморфических процессов, связанных со становлением габброидного плутона, и метасоматических преобразований при последующем внедрении более кислых магм чрезвычайно сложно.

В центральных частях "Перуанского прибрежного батолита" часто встречаются участки, сложенные в разной степени измененными габбро, по петрографическому облику переходными к меладиоритам. Породы обычно сильно амфиболизированы, а вмещающие их тоналиты обогащены габброидным материалом. Эти образования, по-видимому, представляют собой реликты относительно небольших габброидных массивов, ассимилированных или существенно переработанных более поздними тоналит-гранитоидными плутонами.

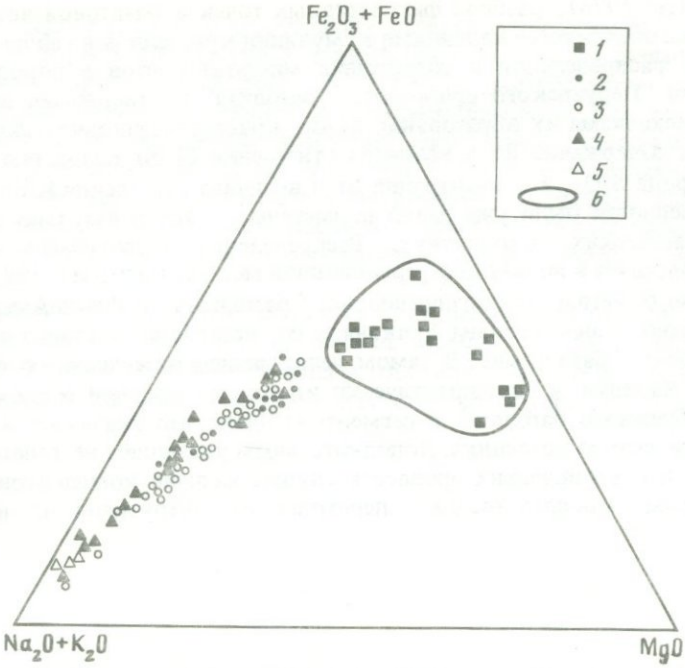


Рис. 126. Диаграмма составов магматических ассоциаций "Перуанского прибрежного батолита" (McCourt, 1981)

1–5 – магматические ассоциации: *1* – Патам, *2* – Пачо, *3* – Санта-Роса, *4* – Пускао, Сайян и Каньяс, *5* – Пативилка; *6* – поле составов габброидов

В составе "батолита" имеются также диоритовые интрузии, которые прорывают габбро и меладиориты и, в свою очередь, рвутся тоналитами и адамеллитами. Среди диоритов наиболее распространены биотитовые разности, содержащие крупные пойкилитовые зерна биотита, полевых шпатов, иногда кварца. Более мелкие выделения клинопироксена окружаются и псевдоморфно замещаются амфиболом, тогда как кварц и калиевый полевой шпат корродируют зональный, первоначально таблитчатый плагиоглаз (An_{35-42}). Эти породы, по-видимому, являются результатом нормальной кристаллизационной дифференциации исходной андезитовой магмы. Внутреннее строение диоритовых массивов обычно однородное; для них не характерны постепенные переходы в другие типы пород. Кроме того, диориты иногда образуют самостоятельные небольшие интрузивные массивы во вмещающих "батолит" андезитах формации Калипуи, пространственно не связанные с кислыми гранодиорит-адамеллитовыми плутонами главной фазы магматизма.

Встречаются также интрузивы среднезернистых однородных амфиболовых диоритов, сложенных роговой обманкой и средним плагиоклазом (An_{40-45}). Суммируя изложенное, можно видеть, что биотитовые магматические фазы типоморфны для второго этапа формирования "Перуанского прибрежного батолита".

Геохимический анализ вскрывает существенные различия между наиболее ранними (основными) и последующими (средними и кислыми) магматическими ассоциациями. Так, на диаграмме *AFM* привлекают внимание разброс фигуративных точек, отвечающих базитовой части "батолита", и отчетливый линейный тренд эволюции составов средних и кислых изверженных пород (рис. 126). Последнее обстоятельство некоторыми исследователями интерпретируется как указание на "кровное родство" магматических ассоциаций, т.е. на образование их из одного магматического источника. Однако такое объяснение нередко подвергается критике. По мнению других исследова-

телей (Le Maitre, 1976), разброс фигуративных точек в базитовой части петрохимических диаграмм объясняется явлениями кумуляции кристаллов в габброидах.

Особенности распределения и содержания микроэлементов в породах магматических ассоциаций "Перуанского прибрежного батолита" подтверждают предположение, что в основе механизма их образования лежит кристаллизационная дифференциация. Так, например, содержание Rb и величина отношения Rb/Sr возрастают с ростом содержания в породе SiO_2, а концентрация Sr и величина отношения K/Rb уменьшаются. Такие закономерности были уже давно подмечены в последовательно дифференцированных магматических ассоциациях. Распределение редкоземельных элементов также свидетельствует в пользу дифференционной модели (McCourt, 1981).

В заключение отметим, что возникновение "батолитов" в Южно-Американских Андах тесно связано с андезитовым вулканизмом, продукты которого вмещают и перекрывают породы "батолитов". В самом деле, средние химические составы вулканитов формации Калипуи в Перу практически идентичны средним составам пород "Перуанского прибрежного батолита" в сегменте г. Лимы, что указывает на возможность общего магматического источника. Дополнительным указанием на генетическую связь вулканических и плутонических процессов служит наличие комплексов центрального типа, где видны непосредственные переходы от интрузивов к вулканическим аппаратам.

ВЫВОДЫ

1. Базитовый магматизм энсиматических и энсиалических сегментов активных континентальных окраин, типичным примером которых является западная периферия Южной и Северной Америки, хорошо коррелируется с базитовым магматизмом соответствующих сегментов сложных островных дуг.

2. Как и в островных дугах, в активных окраинах континентов на всем протяжении их эволюции (PZ–Q) присутствуют породы толеитовой, известково-щелочной, калиево-натриевой субщелочной, шошонитовой и щелочной магматических серий. При этом в направлении от океана в глубь континента, как и в наиболее зрелых дугах, наблюдается отчетливая смена толеитового вулканизма известково-щелочным, а затем шошонитовым. В то же время калиево-натриевый субщелочной и щелочной вулканизм такой тенденции не обнаруживает и одинаково характерен для всех структурно-формационных зон. По сравнению с островными дугами здесь значительно возрастает роль известково-щелочного и шошонитового магматизма. Петролого-геохимические и изотопные характеристики базитов известково-щелочных и шошонитовых серий энсиалических сегментов активных континентальных окраин свидетельствуют о существенно большей, чем в островных дугах, контаминации исходных мантийных магм сиалическим веществом мощной континентальной коры.

3. По сравнению с островными дугами в активных окраинах континентов значительно повышена роль плутонических комплексов, известных в литературе под собирательным названием "батолитов" ("Андийский батолит", "батолит" Сьерра-Невада и др.), а в действительности представляющих собой линейно вытянутые комплексы близких по возрасту габброидных, диоритовых, гранодиоритовых, монцонитовых и гранитных интрузивов, часто обладающих магматической расслоенностью. В петрохимическом отношении породы "батолитов" относятся к известково-щелочной магматической серии, причем, как и для вулканитов, в направлении от океана в глубь континента наблюдается "омоложение" пород, увеличение их калиевости и закономерное изменение изотопных параметров: возрастание величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и уменьшение – $^{143}Nd/^{144}Nd$. Плутонические комплексы, по-видимому, являются комагматами продуктов эффузивного магматизма.

4. На фоне схожести характера развития базитового магматизма однотипных геоструктурных сегментов различных участков активных континентальных окраин (соот-

ветственно энсиматических и энсиалических) особенно отчетливо выступают генеральные различия в формах проявления и вещественной специфике базитов андийского и калифорнийского типов. Последние обусловлены своеобразием геодинамических режимов западной периферии Южной и Северной Америки. Для западной окраины Северо-Американского континента характерно значительное усложнение классической направленности развития магматизма, связанное с наложением типично рифтогенного магматизма на типичный магматизм зон конвергенции литосферных плит. В результате возникают ассоциации толеитовых, калиево-натриевых субщелочных и щелочных магматических серий, аналогичные ассоциациям соответствующих серий континентальных рифтов.

5. С базитовыми ассоциациями активных континентальных окраин связан ряд промышленно значимых рудных месторождений серебра, золота, полиметаллов, редких элементов, ртути и др. При этом запасы этих металлов обычно намного превышают их запасы в месторождениях островных дуг, хотя тип оруденения остается таким же.

ЧАСТЬ III

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА

В этой части работы коротко рассмотрены основные магматические породы Луны и в общем виде приведены сведения о минералогии базитов, в том числе и лунных. Обращает на себя внимание крайняя ограниченность минерального состава базитов, в сложении которых участвует практически меньше десяти минералов, обычно представляющих собой серии твердых растворов. Это главным образом оливины, пироксены, плагиоклазы, минералы группы шпинели и др. Такими же минеральными фазами образованы и базиты Луны. Интересно, что в лунных породах сравнительно широко развит клиноэнстатит. На Земле он является большой редкостью и устанавливается только в породах бонинит-марианитовой группы.

Важный петрологический аспект минералогии базальтовых лав – возможность различного кристаллографического решения минеральных фаз, связанная с затвердеванием магматических расплавов в условиях резкого переохлаждения. Этот вопрос рассмотрен на примере титанавгитов со структурой "песочных часов", секторы которых заметно различаются по химическому составу и параметрам кристаллической решетки.

Как известно, одной из важнейших задач глобальной петрологии является установление характера проявления магматизма в связи с главными типами геодинамических режимов. Очевидно, что такое сравнение необходимо производить на уровне серий магматических горных пород, поскольку конкретные магматические комплексы часто несут на себе отпечаток региональных особенностей. В настоящей книге такой анализ выполнен на примере кайнозойского вулканизма, геодинамическая позиция которого достаточно ясна, а породы наименее изменены.

Такой подход позволил установить, что существуют два типа магматических серий: специфические и неспецифические. Первые проявляются только в связи с определенными типами геодинамических режимов. Наиболее характерные примеры – известково-щелочная и шошонитовая серии, наблюдающиеся только в областях преобладающего сжатия. К неспецифическим, или "сквозным", относятся серии, не зависящие от типа режима, такие как толеитовая, калиево-натриевая субщелочная и др. Эта особенность неспецифических серий, очевидно, свидетельствует о весьма глубинных источниках магм, на состав которых практически не влияет вещество верхних оболочек Земли. Для специфических серий зон сжатия такое взаимодействие с веществом коры представляется весьма вероятным. Этот круг вопросов рассмотрен в главе 9.

И, наконец, проблема происхождения базитовых серий магматических горных пород. В настоящее время мало кто сомневается в том, что их возникновение связано с процессами дифференциации ограниченного числа исходных расплавов. Эти процессы контролируются определенными физико-химическими закономерностями, т.е., по существу, серии магматических горных пород представляют собой овеществленные типы трендов дифференциации природных силикатных расплавов. Различные аспекты этой проблемы рассмотрены в главе 10.

Глава 7

ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ ЛУНЫ

Как уже отмечалось, основные породы широко распространены среди древнейших образований Земли. Их особенность – проявленный почти повсеместно метаморфизм. Это не позволяет охарактеризовать основные древние породы по тому же плану и с той же степенью детальности, что и более молодые образования.

В то же время на спутнике Земли – Луне – магматизм вообще проявлялся почти исключительно на ранних этапах его развития. При этом лунные породы, имеющие преимущественно основной состав, отличаются абсолютной кайнотипностью. Проведенное сопоставление минерального, структурного и химического составов лунных и земных магматических пород свидетельствует о подобии лунного магматизма земному.

Возрастные датировки лунных пород дают, как правило, цифры 4,6–3,9 млрд. лет для материковых областей и 3,9–3,0 млрд. лет – для морских. Более "молодые" значения крайне редки, а возраст габбро (2,4 млрд. лет) и долерита (2,6 млрд. лет) из пробы "Луны-24", определенный в лаборатории изотопной геохронологии ИГЕМ АН СССР, вообще считается уникальным.

Мы полагаем поэтому, что данные об основных породах Луны представляют существенную информацию для познания процессов дифференциации и эволюции магматизма ранних этапов развития нашей планеты. Однако использование их для решения задач земной геологии объективно затруднено. Трудности обусловлены в первую очередь несопоставимостью уровней изученности геологии Луны и Земли. Отсутствуют надежные сведения о формах геологических тел, о распространенности и последовательности формирования лунных магматических пород. Очевидно, что и породы Луны не охарактеризованы с такой же полнотой, как земные. Как известно, лунное вещество доставлено лишь из девяти точек лунной поверхности, куда прилунялись советские и американские аппараты. Многие образцы (их суммарный вес составляет около 400 кг) отобраны в реголите – обломочном слое, покрывающем поверхность Луны. Кроме того, результаты анализов лунных пород до сих пор не получили петрографического выражения, соответствующего современным земным классификационным разработкам. Сделаны только первые разработки классификации лунных магматических пород на основе химико-минералогических принципов, апробированных при систематике земных пород.

КЛАССИФИКАЦИЯ ЛУННЫХ ОСНОВНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И ИХ СРАВНЕНИЕ С ЗЕМНЫМИ АНАЛОГАМИ

Так же как и для земных пород, основу систематики лунных магматических пород составляют химический состав, выраженный в весовых процентах, и, где это возможно, модальная (реальная) минералогия. Лишь разделение лунных пород на ряды происходит по отличным от земных пород признакам, что обусловлено некоторыми различиями их состава вследствие, по-видимому, разного уровня дифференцированности обеих планет.

Лунные магматические породы, которые нам известны, содержат по сравнению

с земными пониженное количество Na_2O и K_2O, чаще всего колеблющееся в пределах 0,1–2%. Поэтому последовательное использование по аналогии с земными породами параметра $Na_2O + K_2O$ в качестве ведущего для систематики лунных пород неприемлемо. В то же время проведенные исследования вариаций содержания отдельных химических компонентов (MgO, CaO, TiO_2, Al_2O_3 и др.) и их соотношений (Al_2O_3–MgO, SiO_2–MgO, TiO_2–MgO, FeO–MgO) показали, что наряду с SiO_2 – традиционным в систематике горных пород параметром – наиболее информативным компонентом для идентификации лунных пород является MgO, который принят в качестве классификационнного параметра.

Основные магматические породы – наиболее обширная на Луне группа пород, включающая базальты, габбро, анортозиты и др. Они содержат от 34 до 53% кремнезема, что несколько отличает их от земных аналогов, в которых содержание SiO_2 обычно колеблется в пределах 44–53% с небольшими (±2%) отклонениями (Магматические горные породы. Классификация..., 1983). Для лунных основных пород нижняя граница содержания SiO_2 (34%) определяется рудными (ильменитовыми) базальтами и долеритами, а также ильменитовыми габбро. Широкое распространение в пробах лунных пород высокотитанистых (ильменитовых) базальтов и долеритов дает основание для выделения их в самостоятельные ильменит-оливиновый и ильменитовый виды[1] семейства лунных базальтов и долеритов.

Среди минералов основных магматических пород Луны преобладают соединения тугоплавких элементов. Минералы с летучими элементами имеют резко подчиненное значение. Вместе с тем в лунных породах относительно широко распространены самородные элементы, а восстановленные формы элементов (Fe, Si, Ti) фиксируются и в составе породообразующих минералов.

Главные минералы лунных основных пород – плагиоклаз и моноклинный пироксен. Оливин, кристобалит, тридимит, ромбический пироксен и другие минералы присутствуют не во всех видах пород. Особенности этих минералов рассмотрены в главе 9.

Группа лунных основных пород подразделяется по содержанию MgO на четыре ряда: а) высокомагнезиальный (MgO > 24%); б) магнезиальный (MgO 12 (± 1) – 24%); в) умеренномагнезиальный (нормальный) (MgO 3–12 (± 1)%); г) низкомагнезиальный (MgO 0–3%). Каждый ряд заключает одно и более семейств, а последние, в свою очередь, один и более видов. Вид может включать несколько разновидностей.

Семейства лунных магматических пород основного состава выделяются по петрохимическим признакам (содержание MgO) с привлечением данных об ассоциациях типоморфных и существенных породообразующих минералов, а также некоторых дополнительных петрографических признаках (структурные особенности и др.).

Виды лунных основных вулканических пород выделяются главным образом по химическому составу пород с привлечением, если возможно, данных о модальном минеральном составе и структуре (табл. 123). При этом, помимо MgO, используются такие компоненты, как Al_2O_3, TiO_2, FeO, CaO. Так, например, по содержанию Al_2O_3 среди оливиновых базальтов и долеритов выделяются нормальный и высокоглиноземистый виды этих пород. По существующим представлениям, степень глиноземистости базитов отражает условия дифференциации исходных магм (главным образом величину давлений, при которых осуществляются эти процессы).

Содержание TiO_2 в лунных базальтах и оливиновых базальтах (> 5 до 20%) позволяет выделять соответственно ильменитовый и оливин-ильменитовый виды базальтов и долеритов. Повышенное содержание FeO в основных вулканических породах приводит к образованию ферробазальтов и ферродолеритов, как это характерно и для земных аналогов. Величина отношения CaO/MgO корректирует выделение того или иного вида базальтов.

Химическое различие выделенных видов лунных пород отчетливо видно на диаграм-

[1] Земными представителями рудных пород являются косьвиты и казанскиты (Богатиков, 1966).

Таблица 123. Главные виды и разновидности основных вулканических и плутонических пород Луны и их петрохимические особенности

Вид	Вулканическая порода	Вид	Плутоническая порода
1	Пикробазальт и пикродолерит ($MgO > 12 \pm 1\%$; $Al_2O_3 < 12$, часто $< 9\%$; TiO_2 0,1–3%)	9	Оливиновое (или пироксеновое) меланогаббро ($MgO > 12 \pm 1\%$; $Al_2O_3 < 11\%$; $FeO > 14\%$; $TiO_2 < 3\%$)
2	Оливиновый базальт и оливиновый долерит (MgO 7 ($\pm$ 1) – 12 ($\pm$ 1)%; Al_2O_3 8–17%)	10	Троктолит ($MgO > 12 \pm 1\%$; $Al_2O_3 > 14\%$; $FeO < 10\%$; $TiO_2 < 1\%$)
3	Оливиновый высокоглиноземистый базальт (Al_2O_3 17–22%; TiO_2 0,2–4%)	10а*	Шпинелевый троктолит ($Al_2O_3 > 22\%$)
4	Базальт и долерит (MgO 5–7 ($\pm$ 1)%; Al_2O_3 12–17%; TiO_2 0,3–5%)	11	Оливиновое габбро ($MgO < 12 \pm 1\%$; $Al_2O_3 < 20\%$; FeO от 5–12 до 24%; $TiO_2 < 2{,}5\%$)
5	Лейкобазальт и лейкодолерит (MgO 3–5%; Al_2O_3 14–19%; TiO_2 от 1–5 до 8%)	12	Оливиновое высокоглиноземистое габбро ($Al_2O_3 > 20\%$)
6	Ильменит-оливиновый базальт и ильменит-оливиновый долерит (MgO 7 ($\pm$ 1) – 12 ($\pm$ 1)%; Al_2O_3 7–11%; TiO_2 от 5–14 до 20%)	13	Ильменит-оливиновое габбро ($MgO < 12 \pm 1\%$; $Al_2O_3 < 14\%$; FeO 21–25%; $TiO_2 > 5\%$)
7	Ильменитовый базальт и ильменитовый долерит (MgO 5–7 ($\pm$ 1)%; Al_2O_3 7–15%; TiO_2 5–13%)	14	Оливиновый норит ($MgO < 12 \pm 1\%$; Al_2O_3 17–23%; FeO от 7–12 до 15%; $TiO_2 < 1{,}8\%$)
8	Двупироксеновый базальт (KREEP) (MgO 6–8%; Al_2O_3 17–23%; TiO_2 1–2%)	15	Габбро (MgO 5–7 ($\pm$ 1)%; Al_2O_3 10–23%; FeO 6–23%; $TiO_2 < 4\%$)
		15а*	Лейкогаббро (Al_2O_3 23–31%; FeO 3–10%)
		16	Норит (MgO от 9 – 12 до 16%; Al_2O_3 14–17%; FeO 8–15%; $TiO_2 < 1{,}8$)
		17	Анортозит ($MgO < 3\%$; Al_2O_3 26–36%; FeO 0,04–4%; $TiO_2 < 0{,}4$)

*Разновидность.

мах Al_2O_3–MgO, составленных для вулканических и плутонических пород (рис. 127, 128).

Для выделения разновидностей основных магматических лунных пород предлагается использовать особенности вещественных характеристик, например: присутствие второстепенного или акцессорного минерала в количестве выше нормального для данного вида породы (выделение разновидности шпинелевого троктолита в лунных плутонических породах, в которых содержание шпинели менее 10%); характер кристалличности пород – порфировые, порфировидные, витрофировые, офитовые и другие разновидности и др.

В общем случае в разновидностях магматических пород содержание существенного породообразующего минерала и характерного второстепенного минерала (шпинель, ильменит и др.) не превышает 10%. Если их количество больше 10%, порода относится к самостоятельному виду. Примерами могут служить ильменитовый базальт и ильменит-оливиновые базальт и габбро, в которых содержание ильменита превышает 10%, вследствие чего они относятся к самостоятельным видам.

Для сравнения лунных и земных основных вулканических и плутонических пород были использованы результаты более 1000 химических и нескольких десятков коли-

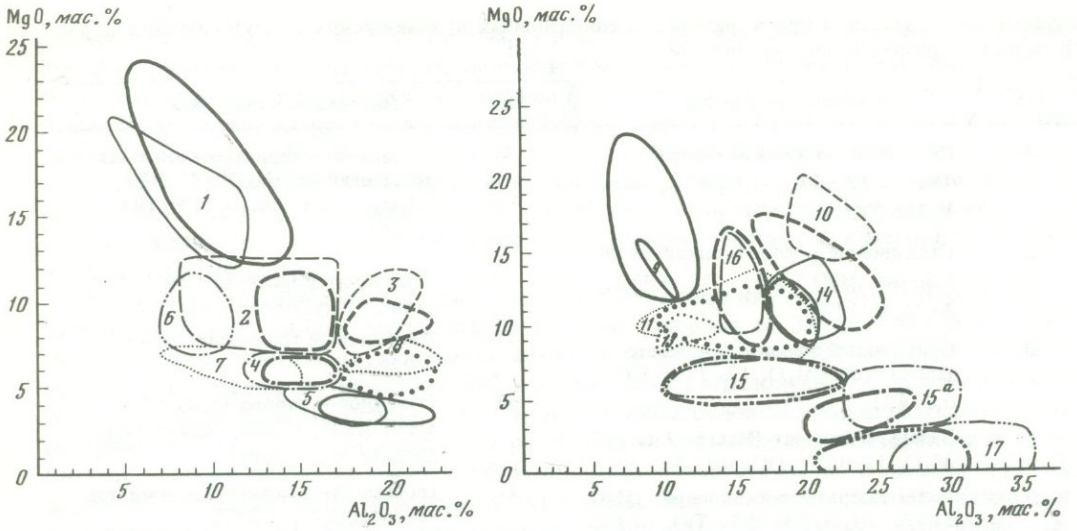


Рис. 127. Положение составов видов лунных и земных основных вулканических пород на диаграмме Al_2O_3 –MgO

Здесь и на рис. 128 цифры на диаграммах соответствуют номерам видов в табл. 123; жирными линиями оконтурены поля составов земных аналогов лунных пород

Рис. 128. Положение полей составов видов лунных и земных основных плутонических пород на диаграмме Al_2O_3 –MgO. Поле составов оливиновых высокоглиноземистых габбро на диаграмме не показано

чественно-минералогических анализов, заимствованных из литературных источников. В сравнении участвовали анализы основных пород Восточной Сибири, Урала, Кавказа, Кольского полуострова, Украины, Западной Латвии, Тимана, Саян, Дальнего Востока, Средней Азии, Сахалина, Камчатки, Курильских островов, Канады, США, Индии, Шотландии, Чехословакии и других регионов, а также ложа Индийского и Атлантического океанов, рифтовой зоны Срединно-Индоокеанского хребта, Срединно-Атлантического хребта, Ньюфаундлендской котловины и др.

Различия и специфические особенности видов лунных и земных пород наглядно выявляются при сравнении их химических составов (табл. 124, 125). Из табл. 124 видно, что лунные пикробазальты и пикродолериты отличаются от пикробазальтов и пикродолеритов земных континентов бóльшим содержанием TiO_2, MgO, FeO и меньшим – Al_2O_3, Na_2O, K_2O, P_2O_5. Учитывая возможность улетучивания трех последних компонентов в породах Луны, можно сделать вывод, что главное отличие рассматриваемых лунных пород от земных состоит в большей их титанистости и железистости. Как будет показано ниже, эта особенность является характерной чертой и многих других видов лунных пород.

Повышенная по сравнению с земными аналогами железистость и титанистость лунных пикробазальтов и пикродолеритов проявляется в относительно высокой железистости входящих в их состав оливинов (Fa_{38-57} против Fa_{10-25} в земных аналогах), а также в повышенном содержании в них титансодержащих рудных минералов (5–8% против 2–7% в земных аналогах).

Оливиновые базальты и долериты Луны отличаются от соответствующего земного океанического вида бóльшим содержанием TiO_2, FeO, MnO, MgO и меньшим – SiO_2, Al_2O_3, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5. Почти те же соотношения выявляются при сравнении лунных оливиновых базальтов и долеритов с земными континентальными оливиновыми базальтами и долеритами; в последних лишь меньше CaO.

Минералогически лунные оливиновые базальты и долериты отличаются от земных аналогов повышенной магнезиальностью клинопироксена и значительно бóльшим

(40–60% против 20–55% в земных породах) содержанием этого минерала. Повышенная железистость и титанистость оливиновых базальтов Луны, по-видимому, обусловлена большим (до 8% против 3–5% в земных породах) содержанием в них рудных титансодержащих минералов.

Высокоглиноземистые оливиновые базальты и долериты Луны отличаются от соответствующего земного океанического вида более мафическим составом. В них отмечаются повышенные содержания MgO и FeO и пониженные концентрации TiO_2, CaO, Na_2O (см. табл. 124).

Лунные собственно базальты и долериты богаче FeO, MnO, CaO, но беднее SiO_2, Al_2O_3, Na_2O, K_2O, P_2O_5, т.е. они также более мафические, чем земные базальты и долериты. Кроме того, лунные и земные океанические базальты и долериты в отличие от континентальных богаче TiO_2. Пониженное содержание в лунных базальтах и долеритах плагиоклаза по сравнению с земными (25–40% против 45–65% в земных аналогах), по-видимому, обусловлено недосыщенностью первых кремнеземом и глиноземом. Обогащенность лунных базальтов и долеритов FeO, TiO_2 сравнительно с земными коррелируется с их обогащенностью рудными минералами (5–10%).

Лунные лейкобазальты и лейкодолериты богаче земных океанических лейкобазальтов и лейкодолеритов TiO_2, FeO, MnO, но беднее Al_2O_3, MgO, Na_2O, а сравнительно с земными континентальными аналогами богаче CaO и беднее SiO_2 и K_2O. Таким образом, намечается тенденция к обогащению лейкократового вида лунных базальтов и долеритов Fe-Ti компонентами и обеднению MgO сравнительно с соответствующим видом земных пород. Лунные лейкобазальты и лейкодолериты содержат специфические клинопироксены (клиногиперстен, редко пижонит). Это отличает их от земных аналогов, в составе которых присутствуют диопсид-авгит, субкальциевый авгит, авгит.

Лунные ильменитовые безоливиновые разности базальтов и долеритов отличаются от оливиновых меньшей магнезиальностью, титанистостью, железистостью, что объясняется присутствием в последних до 10% оливина (Fa_{30-40}).

Лунные двупироксеновые базальты и долериты в отличие от земных континентальных двупироксеновых (гиперстеновых) базальтов и долеритов богаче MgO, Al_2O_3, CaO, P_2O_5 и беднее MnO, FeO, TiO_2, K_2O. Указанное петрохимическое отличие лунных пород можно объяснить магнезиальным составом присутствующего в них ортопироксена и высоким содержанием в плагиоклазе анортитовой составляющей.

Петрохимические особенности одноименных видов лунных и земных вулканических пород хорошо видны на диаграмме, построенной в координатах Al_2O_3–MgO (см. рис. 127). Лунные вулканические породы отличаются большей мафичностью (фемичностью) и пониженной глиноземистостью по сравнению с земными аналогами (см. рис. 127, табл. 124). Ильменит-оливиновые и ильменитовые базальты Луны земных аналогов не имеют.

Петрохимические отличия лунных и земных видов плутонических пород состоят в следующем (см. табл. 125).

Лунное оливиновое меланогаббро отличается от земного бóльшим содержанием FeO и MnO и меньшим – MgO, CaO, K_2O, Na_2O, TiO_2. Бóльший диапазон содержаний Al_2O_3 в земных меланогаббро (см. рис. 128) и их более резко выраженный магнезиальный состав сравнительно с лунными аналогами объясняются либо малой представительностью этого вида пород на Луне, либо малым количеством имеющегося по нему аналитического материала.

Троктолиты Луны более магнезиальные, кальциевые и титанистые и менее железистые, чем троктолиты Земли. Не исключено, что лунные троктолиты соответствуют земным меланотроктолитам (гарризитам).

Лунное оливиновое габбро более магнезиальное и более титанистое сравнительно с земным. Кроме того, в нем больше K_2O и P_2O_5 и меньше Na_2O, CaO. Можно предположить, что на Луне мы имеем дело с оливиновым меланогаббро, более богатым, чем земное, калием и фосфором.

Таблица 124. Средний химический состав лунных и земных базальтов и долеритов

Компоненты	Виды* 1 Л	1 ЗК	2 Л	2 ЗО	2 ЗК	3 Л	3 ЗО
SiO_2	44,21 / 1,74	43,73 / 1,79	46,36 / 1,87	48,46 / 1,65	47,47 / 2,56	46,67 / 1,70	48,99 / 0,96
TiO_2	1,97 / 0,90	1,21 / 0,68	1,98 / 0,94	1,35 / 0,50	1,27 / 0,57	0,71 / 0,24	0,85 / 0,25
Al_2O_3	8,45 / 1,71	9,68 / 2,77	11,27 / 3,42	15,41 / 1,20	15,23 / 1,49	19,36 / 1,67	19,11 / 1,49
Cr_2O_3	0,51 / 0,27	Не опр.	0,38 / 0,23	Не опр.	Не опр.	0,20 / 0,04	Не опр.
Fe_2O_3 / FeO	– / 20,1 / 2,71	13,1 / 1,87	– / 19,5 / 3,78	10,00 / 1,75	11,50 / 1,30	– / 8,34 / 1,39	6,99 / 1,18
MnO	0,27 / 0,05	0,16 / 0,04	0,25 / 0,07	0,18 / 0,04	0,18 / 0,05	0,13 / 0,03	0,13 / 0,03
MgO	15,55 / 2,03	18,81 / 4,31	10,03 / 1,61	8,10 / 7,40	8,53 / 1,37	11,38 / 1,45	7,83 / 0,65
CaO	8,04 / 1,10	8,17 / 2,58	10,23 / 0,86	11,51 / 1,01	9,81 / 1,37	12,20 / 0,99	13,42 / 0,91
Na_2O	0,24 / 0,12	0,96 / 0,62	0,30 / 0,12	2,35 / 0,39	2,17 / 0,67	0,42 / 0,04	1,98 / 0,31
K_2O	0,05 / 0,03	0,28 / 0,18	0,05 / 0,03	0,25 / 0,16	0,66 / 0,31	0,16 / 0,05	0,15 / 0,06
P_2O_5	0,05 / 0,05	0,14 / 0,15	0,05 / 0,04	0,16 / 0,08	0,17 / 0,08	0,13 / 0,06	0,08 / 0,04
Число анализов	24	26	69	56	49	23	15

*Названия видов см. в табл. 123.

Примечание. Здесь и в табл. 125 приняты следующие обозначения пород: Л – лунные, ЗО – земные океанические, ЗК – земные континентальные.

Лунный оливиновый норит по химическому составу сходен с земным, но отличается от него несколько большей глиноземистостью и меньшей натриевостью.

Лунное габбро сравнительно с земным более железистое и марганцовистое, но менее натриевое. В минеральном составе это проявляется в большем содержании (50–70% против 35–65%) в земном аналоге клинопироксена, а возможно, и в составе клинопироксенов.

Лунное лейкогаббро, представляющее лейкократовую разновидность габбро, значительно отличается от земного лейкогаббро; оно более основное и магнезиальное, более кальциевое и глиноземистое, но менее щелочное, чем земное.

Лунные нориты, как же как и оливиновые нориты, по химическому составу сходны с земными норитами, но имеют меньшую натриевость и большую железистость.

Анортозиты Луны в отличие от земных более основные, более кальциевые и глиноземистые, но менее щелочные. В минеральном составе это проявляется в большем содержании анортитовой составляющей в плагиоклазе лунных анортозитов (An_{75-100} против An_{50-90} в земных анортозитах).

Виды*									
4			5			6	7	8	
Л	ЗО	ЗК	Л	ЗО	ЗК	Л	Л	Л	ЗК
46,11 / 1,77	48,54 / 1,65	49,09 / 1,56	45,81 / 3,01	48,57 / 2,35	47,96 / 1,53	39,45 / 1,97	42,06 / 2,15	48,88 / 2,06	51,10 / 0,94
2,15 / 1,56	2,11 / 0,74	1,56 / 0,69	3,34 / 2,09	0,56 / 0,31	1,10 / 0,23	12,04 / 1,19	9,58 / 1,97	0,25 / 0,21	1,00 / 0,12
13,99 / 1,64	14,76 / 1,56	15,25 / 1,38	17,72 / 1,90	20,56 / 2,93	19,14 / 2,52	8,79 / 0,73	10,84 / 1,81	20,53 / 1,29	17,96 / 0,51
0,18 / 0,09	Не опр.	Не опр.	0,10 / 0,04	Не опр.	Не опр.	0,34 / 0,20	0,22 / 0,11	0,20 / 0,05	Не опр.
– / 17,5 / 1,82	12,4 / 1,95	11,8 / 1,57	– / 14,70 / 3,04	5,59 / 3,48	10,4 / 1,42	– / 19,00 / 1,10	18,3 / 1,83	– / 7,79 / 8,03	9,68 / 7,08
0,25 / 0,04	0,20 / 0,04	0,18 / 0,05	0,21 / 0,04	0,13 / 0,05	0,19 / 0,08	0,25 / 0,03	0,22 / 0,07	0,10 / 0,04	0,16 / 0,04
6,11 / 0,74	6,35 / 0,68	6,05 / 0,66	3,66 / 0,73	5,70 / 0,89	4,70 / 0,77	8,97 / 1,20	6,68 / 0,69	7,31 / 0,62	5,26 / 0,71
12,71 / 1,24	10,63 / 1,00	9,59 / 1,56	13,15 / 1,62	14,17 / 2,92	11,76 / 0,50	10,47 / 0,49	11,37 / 1,08	11,98 / 1,07	9,50 / 0,50
0,45 / 0,17	2,51 / 0,27	2,48 / 0,68	0,69 / 0,29	1,84 / 0,43	2,54 / 0,46	0,43 / 0,13	0,57 / 0,14	0,87 / 0,39	2,76 / 0,37
0,10 / 0,09	0,36 / 0,19	0,72 / 0,38	0,24 / 0,07	0,19 / 0,11	0,53 / 0,19	0,10 / 0,10	0,19 / 0,16	0,51 / 0,05	1,01 / 0,27
0,06 / 0,06	0,22 / 0,09	0,21 / 0,11	0,11 / 0,07	0,05 / 0,03	0,17 / 0,10	0,08 / 0,06	0,13 / 0,06	0,40 / 0,16	0,21 / 0,06
56	29	59	16	6	12	77	66	10	7

На диаграмме $Al_2O_3 - MgO$ (см. рис. 128) видно, что некоторые лунные плутонические породы характеризуются большей глиноземистостью, чем их земные аналоги.

Результаты проведенного сравнения показывают следующее.

1. Лунные магматические породы имеют структуры, свойственные земным изверженным породам, образовавшимся из расплава. Характер структур свидетельствует о существовании среди лунных пород двух классов – вулканического и плутонического. О вулканической природе некоторых пород Луны свидетельствуют и непосредственные наблюдения застывших потоков лавы на Луне (кратер Аристарх и др.).

2. Среди лунных магматических пород обнаруживаются аналоги земных пород как в вулканическом, так и в плутоническом классах (пикробазальты, оливиновые базальты, собственно базальты, лейкобазальты, меланогаббро, троктолиты, габбро, анортозиты и др.). В данном случае высокая статистическая и геологическая обоснованность выделения земных видов пород косвенно свидетельствует и о надежности выделения их лунных аналогов.

3. Химический состав лунных пород в общем случае более мафический (феми-

Таблица 125. Средний химический состав лунных и земных (континентальных) основных плутонических пород

Компоненты	Виды и разновидности*								
	9		10		10а	11		12	13
	Л	ЗК	Л	ЗК	Л	Л	ЗК	Л	Л
SiO_2	43,63 3,48	45,47 3,83	43,58 1,51	44,60 0,90	43,42 0,99	47,09 2,30	26,27 3,03	45,78 1,74	41,22 2,53
TiO_2	1,16 1,35	1,54 1,02	0,36 0,47	0,07 0,02	0,17 0,05	1,54 0,58	0,83 0,36	0,75 0,58	4,37 0,25
Al_2O_3	9,60 0,97	9,62 2,54	20,70 2,65	18,61 1,15	23,09 1,31	16,87 3,89	17,89 2,87	23,95 1,69	11,43 1,92
Fe_2O_3 FeO	– 20,5 5,22	13,90 4,10	– 5,97 1,71	11,1 3,14	– 4,84 0,72	– 11,3 4,76	9,56 2,57	– 6,47 1,42	22,6 1,38
MnO	0,29 0,08	0,19 0,05	0,07 0,03	0,10 0,03	0,07 0,04	0,14 0,07	0,14 0,07	0,08 0,03	0,30 0,07
MgO	13,56 2,31	16,36 3,74	16,81 1,50	14,74 2,27	14,19 2,18	10,19 1,52	8,41 1,37	9,39 1,34	10,01 1,49
CaO	9,88 2,10	10,50 3,45	11,54 1,69	8,19 1,82	13,24 0,74	10,66 1,38	14,63 2,30	13,18 1,34	11,44 1,47
Na_2O	0,24 0,04	1,28 0,51	0,35 0,10	2,09 0,91	0,39 0,09	0,67 0,29	1,65 0,82	0,56 0,29	0,40 0,14
K_2O	0,02 0,02	0,30 0,24	0,07 0,06	0,29 0,12	0,05 0,05	0,38 0,28	0,18 0,08	0,12 0,09	0,06 0,02
P_2O_5	–	0,18 0,11	0,04 0,02	–	0,05 0,03	0,33 0,24	0,08 0,05	0,15 0,14	0,04 0,01
Число анализов	5	11	31	5	21	42	19	31	4

*Названия видов и разновидностей см. в табл. 123.

ческий). В них больше MgO, MnO, TiO_2 и FeO, чем в соответствующих земных аналогах. Вместе с тем для некоторых видов земных и лунных пород (норитов, оливиновых норитов) наблюдается почти полная аналогия химизма. Не исключено, что повышенная мафичность (фемичность) лунных пород по сравнению с земными объясняется формированием первых в обстановке вакуума. Плавление базальтов в вакууме показывает закономерный сдвиг состава расплава в сторону его значительного обогащения Ti, Al, Ca, Mg и обеднения K, Na, Si.

АССОЦИАЦИИ ЛУННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Располагая "земноподобной" классификацией лунных магматических пород и используя земной геологический опыт, мы сделали попытку выявить среди них естественные ассоциации – сообщества пород, связанных генетически и пространственно. Трудности при решении поставленной задачи очевидны и обусловлены неполнотой наших данных о геологии Луны. В то же время по результатам прямого и дистанционного изучения Луны уже в настоящее время можно уверенно выделить следующие два типа крупней-

Виды и разновидности*									
14		15		15а		16		17	
Л	ЗК	Л	ЗК	Л	ЗК	Л	ЗК	Л	ЗК
47,75	48,84	46,60	48,00	45,05	51,73	48,65	49,44	44,39	51,56
3,38	2,72	2,52	3,03	1,48	1,13	3,17	2,65	1,15	2,04
1,14	1,01	1,76	1,65	0,29	1,27	1,12	0,84	0,08	0,28
0,56	0,83	1,25	1,16	0,12	1,09	0,61	0,98	0,07	0,40
17,62	15,32	14,97	15,99	26,93	21,30	17,17	17,12	33,87	28,07
3,36	4,70	4,62	1,70	2,31	0,90	1,90	2,45	1,48	3,05
9,34	10,40	16,10	9,88	5,45	6,38	8,40	3,61	1,24	2,53
2,15	1,31	6,25	3,34	1,61	1,68	1,53	2,91	1,06	2,13
0,15	0,18	0,20	0,15	0,06	0,09	0,12	0,15	0,02	0,02
0,08	0,07	0,08	0,06	0,03	0,02	0,02	0,06	0,02	0,02
12,17	10,65	6,42	6,14	5,89	3,18	11,80	8,88	1,24	1,05
2,77	5,78	0,78	0,95	1,64	1,19	3,62	2,78	1,12	0,64
10,37	9,50	12,15	12,45	15,08	11,13	10,31	9,59	18,51	11,74
1,82	1,32	1,42	3,48	1,30	1,35	1,58	1,78	0,83	2,26
0,73	2,20	0,45	1,91	0,43	3,18	0,68	2,20	0,43	3,26
0,48	0,93	0,27	0,93	0,20	1,00	0,29	0,70	0,13	0,01
0,39	0,57	0,31	0,62	0,07	0,72	0,38	0,34	0,04	0,59
0,29	0,34	0,56	0,59	0,39	0,45	0,21	0,14	0,03	0,50
0,27	0,20	0,22	0,18	0,05	0,16	0,32	0,09	0,04	0,09
0,21	0,16	0,31	0,12	0,03	0,10	0,25	0,04	0,02	0,08
5	6	11	23	43	6	5	10	53	10

ших лунных структур, различающихся историей эндогенной активности и магматизмом: материки и моря. Показано также (Papike, Simon, 1982), что экзогенный разброс пород по площади, обусловленный главным образом развитием на Луне импактных взрывных процессов, незначителен. Поэтому пробы, отобранные из реголита в местах прилунения космических кораблей, довольно объективно отражают видовой состав лунных пород.

В настоящее время известно, что на материках преимущественно распространены плутонические породы, часто называемые серией АНТ, – анортозиты, лейкогаббро, оливиновое высокоглиноземистое габбро, оливиновые нориты, нориты, троктолиты, шпинелевые троктолиты. Вулканические породы здесь развиты более ограниченно. Они представлены двупироксеновыми базальтами, лейкобазальтами и лейкодолеритами, оливиновыми высокоглиноземистыми базальтами и долеритами, базальтами и долеритами. В морях, напротив, преобладают вулканические породы: пикробазальты и пикродолериты, оливиновые базальты и долериты, ильменит-оливиновые базальты и долериты, ильменитовые базальты и долериты. Из плутонических пород здесь наблюдаются оливиновое меланогаббро, ильменит-оливиновое габбро, габбро.

Таблица 126. Содержание информативных компонентов в петрохимических ассоциациях Луны

Компоненты	Ассоциация					
	1			2		
	а	б	в	а	б	в
MgO	8,7–26,0			8,5–20,3		
FeO	15,6–24,6				3,7–14,4	
TiO_2			0,3–3,0			0,07–1,7
Al_2O_3		2,3–12,5		15,0–29,9		
CaO		5,1–11,3				7,2–14,8
Число анализов	103					97

Примечание. Граничные содержания компонентов в ассоциациях: а – много, б – мало, в – норма.

Выявление лунных магматических ассоциаций проводилось на основе петрохимических данных из выборки, включающей около 500 анализов магматических пород из всех точек прилунения советских и американских аппаратов. При этом мы не разделяли анализы пород на морские и материковые, поскольку в каждой из проб, особенно в прибрежных, могла присутствовать примесь материала соседней структурной зоны. В соответствии с разработанной нами классификацией все проанализированные лунные породы были подразделены по фациальному признаку на два класса – вулканические и плутонические.

Для выделения магматических ассоциаций были составлены гистограммы для породообразующих окислов. Mn, P и некоторые другие элементы в расчет не принимались. Большинство распределений асимметрично; иногда имеются несколько пиков. Чтобы изучить сочетание разных величин содержаний компонентов друг с другом, мы прибегли к многомерной гистограмме. С ее помощью исходная выборка лунных пород была разбита на 128 классов с разным сочетанием главных характеристик гистограмм. Эти классы затем были подразделены на группы, различающиеся содержанием наиболее информативных компонентов – MgO, FeO, TiO_2, Al_2O_3, CaO (табл. 126). Группы представляют собой сообщества химически близких пород и занимают в многомерном пространстве относительно изолированное положение. Подобные петрохимические сообщества в соответствии с принципами формационного анализа магматических пород (И.И. Абрамович, В.В. Груза, В.В. Кепежинскас, И.В. Лучицкий) могут отвечать естественным ассоциациям (табл. 127).

При этом обнаружилось, что сообщества отражают закономерные группировки пород, известные из земного геологического опыта как естественные конкретные магматические ассоциации. Это дает основание предполагать, что и в данном случае петрохимические сообщества отражают лунные ассоциации – группы пород, закономерно связанные генетически и пространственно.

Для первой выявленной петрохимической лунной магматической ассоциации характерно сочетание высокомагнезиальных и железистых (мафических) низкоглиноземистых пород – пикробазальтов, оливиновых базальтов с перидотитами и оливиновыми меланогаббро. Вторая ассоциация – также высокомагнезиальная, хотя в ней много алюминия и мало железа. Входящие в ее состав оливиновые базальты ассоциируют с высокоглиноземистыми оливиновыми базальтами и полной гаммой плутонических пород, характерных для земных расслоенных интрузий – с троктолитами, шпинелевыми троктолитами, оливиновыми габбро и лейкогаббро, оливиновыми норитами и анортозитами (серия АНТ). Для третьей ассоциации характерно сочетание оливинового базальта, базальта и габбро. Так же как и аналогичным земным породам, им свойст-

Ассоциация								
3			4			5	
а	б	в	а	б	в	а	б
	5,7–8,7			< 0,03–8,6		5,9–15,3	
17,4–22,3				< 0,05–15,9		17,3–24,7	
		0,8–3,0			< 0,01–3,0	3,0–13,8	
	8,9–14,8		13,8–36,0				1,2–11,3
	9,4–11,5		11,6–19,9				6,8–12,4
	21			107		58	

венно высокое содержание Fe при низких концентрациях Al, Ca, Mg; содержание титана в них незначительное. Четвертая ассоциация характеризуется сочетанием базальта и лейкобазальта с оливиновым высокоглиноземистым габбро, лейкогаббро и анортозитом. Для этой ассоциации характерно высокое содержание Al, Ca и низкое – Mg, Fe, Ti. Петрохимически и минералогически весьма специфична пятая ассоциация, включающая, помимо оливинового базальта, ильменит-оливиновый и ильменитовый базальты, ассоциирующие с пироксенитом и ильменит-оливиновым габбро. Такое сочетание пород позволяет предположить, что ильменитовые (рудные) виды пород обязаны своим происхождением не процессам кристаллизационной дифференциации, а кристаллизации из особой магмы, изначально богатой Ti, Mg и Fe.

Выделенные методом гистограмм ассоциации следует дополнить шестой ассоциацией двупироксеновых базальтов (KREEP). По содержанию некоторых ведущих компонентов (см. табл. 123) они весьма близки базальтам и лейкобазальтам, хотя более высокоглиноземистые и менее железистые. Главная их особенность – высокое содержание калия, редких земель и фосфора, не анализировавшихся методом гистограмм, а также четкое геологическое положение – приуроченность к материковой центральной части Луны.

Предположение о том, что выявленные петрохимические сообщества отвечают реальным лунным магматическим ассоциациям, находит подтверждение в закономерном изменении химического и минерального состава пород одного и того же вида в зависимости от принадлежности к тому или иному сообществу. Так, например, оливиновый базальт и базальт, присутствуя в разных сообществах, в каждом из них характеризуются своими петрохимическими особенностями.

Разумеется, не менее важными могли бы являться данные о локальной распространенности пород, образующих сообщества. Очевидно, однако, что сеть опробования лунной поверхности слишком редка для получения таких данных, а результаты применения дистанционных методов могут быть использованы лишь с большими поправками из-за выявленной аморфизации поверхностных слоев реголита и связанного с ней изменения альбедо пород. Вместе с тем импактные процессы, проявленные на Луне, повсеместно вскрывают ее на глубину и дают возможность проследить фациальную структуру лунного магматизма. Эта структура должна быть отражена в реголите каждой из точек опробования Луны.

Анализ пространственной приуроченности пород предполагаемых ассоциаций можно провести на основе некоторых правил, выработанных с учетом земного геологического опыта. Так, будем полагать, что: 1) преобладание пород тех или иных фаций в поверхностных пробах означает, что подобные породы наиболее распространены в данном

Таблица 127. Предполагаемые ассоциации вулканических и плутонических лунных пород

Ассоциация	Фации		Пробы и фациальная принадлежность пород	Петрохимическая специфика ассоциаций (ведущие компоненты **)
	вулканическая (В)	плутоническая (П)		
1	Пикробазальт, оливиновый базальт	Перидотит*, оливиновое меланогаббро	В: Л-16, 20, 24; А-12, 14, 15, 17 П: А-12, 14, 15	Mg, Fe (много); Al, Ca (мало); Ti (мало или норма)
2	Оливиновый базальт, оливиновый высокоглиноземистый базальт	Троктолит, шпинелевый троктолит, оливиновое габбро, лейкогаббро, оливиновый норит, анортозит (АНТ)	В: Л-20, А-12, 14, 16, 17 П: Л-16, 20, 24; А-12, 14, 15, 16, 17	Al, Mg (много); Fe (мало); Ti (мало или норма)
3	Оливиновый базальт, базальт	Габбро	В: Л-24, А-15 П: А-12	Fe (много); Mg, Ca, Al (мало); Ti (мало или норма)
4	Базальт, лейкобазальт	Оливиновое высокоглиноземистое габбро, лейкогаббро, анортозит	В: Л-16, 24; А-12, 14 П: Л-20, 24; А-11, 14, 15, 16, 17	Al, Ca (много); Mg, Fe (мало); Ti (мало или норма)
5	Оливиновый базальт, ильменит-оливиновый базальт, ильменитовый базальт	Пироксенит, ильменит-оливиновое габбро	В: Л-20; А-11, 12, 15, 17 П: А-12	Ti, Mg, Fe (много); Al, Ca (мало)
6	Двупироксеновый базальт (KREEP)	–	В: А-12, 14, 15	Al, Ca, K, P (много)

* Дуниты в ассоциацию не включены ввиду их малой представительности.
** Содержание компонентов см. в табл. 126.
Примечание. Подчеркнуты пробы, в которых фрагменты соответствующих фаций представлены наиболее полно; в рамках – пробы, отобранные на материках, остальные – морские; Л-16, 20, 24 – автоматические станции "Луна-16, 20, 24"; А-11, 12, 14, 15, 16, 17 – космические корабли "Аполлон-11, 12, 14, 15, 16, 17".

месте; 2) малое количество фрагментов той или иной ассоциации (или ее фации) является свидетельством ее ксеногенного характера и ограниченного распространения в данном месте.

Первая из предполагаемых ассоциаций широко представлена своей вулканической фацией в морских пробах "Аполлона-12 и 15"; здесь же в малых количествах присутствуют плутонические виды ассоциации (см. табл. 127). Малые количества пород вулканической фации в пробах "Аполлона-17", "Луны-16, 24 и 20" практически не сопровождаются породами плутонической фации.

Установленные пропорции в содержании фрагментов различных фаций в одних и тех же пробах отражают в соответствии с выделенными правилами геологическую ситуацию проявления пород: преобладание в приповерхностной зоне вулканических фаций при подчиненном значении плутонических. Учитывая петрохимическую близость пород обеих фаций, можно предположить, что данная ситуация отвечает проявлению в местах опробования вулкано-плутонических ассоциаций. Подобные ассоциации, как известно, представляют собой сложные интрузивно-эффузивные серии пород,

формирующиеся в масштабе геологического времени близко одновременно; в приповерхностной зоне они как раз характеризуются соотношением фаций, аналогичным тому, которое мы предполагаем для названных мест посадки.

В случае проявления вулкано-плутонической ассоциации (при отсутствии эрозии на Луне) широкое распространение вулканических пород в местах посадок "Аполлона-12" и "Аполлона-15" будет определять и обилие их фрагментов в пробах. При этом породы интрузивной фации должны иметь закономерно подчиненное значение. При малой распространенности ассоциации фрагменты ее вулканической фации относительно редко встречаются в пробах ("Аполлон-17", "Луна-16 и 24"), а породы плутонической фации практически вовсе не попадают в пробы. Наличие малых количеств только плутонических пород этой ассоциации в породах материковой посадки "Аполлона-14" и вулканических пород в пробе материковой посадки "Луны-20" свидетельствует, скорее, о загрязнении этих проб.

Вулканическая фация второй предполагаемой ассоциации распространена преимущественно на материках ("Аполлон-14 и 16", "Луна-20"). Кроме того, фрагменты подобных пород обнаружены в местах морских посадок "Аполлона-12" (много) и "Аполлона-17" (мало). Во всех этих точках в подчиненном количестве отмечаются породы плутонической фации серии АНТ (анортозиты, нориты, троктолиты). Эти же породы широко представлены в морских пробах "Аполлона-15". Эти соотношения, так же как и в первом случае, отвечают представлениям о вулкано-плутонической природе рассматриваемой ассоциации. Поверхностные вулканические образования в подобных ассоциациях на Земле сменяются на глубине плутоническими комагматичными породами. Очевидно, что в условиях отсутствия эрозии на Луне возможность экспонирования у вулканических фаций должна быть значительно выше, чем у плутонических. Соответствующие пропорции отражены и в представительности пород обеих фаций в пробах лунных пород. Исключение составляет морская проба "Аполлона-15", в которой вулканические породы отсутствуют. Однако спектр наблюдаемых здесь пород отвечает спектру, характерному для земных расслоенных интрузий. Это позволяет предполагать, что и в данном случае набор фрагментов является не случайным (не ксеногенным), а обусловлен присутствием в регионе расслоенного плутона.

Третья из предполагаемых ассоциаций пород характеризует исключительно моря, где породы вулканической и плутонической фаций разделены в пространстве. Подобная закономерность, возможно, свидетельствует о независимом проявлении обеих фаций и отсутствии между ними комагматичности. Вероятно, это петрохимическое сообщество искусственно объединяет породы различных реальных ассоциаций.

Четвертая предполагаемая ассоциация имеет преимущественно морскую привязку. Вместе с тем породы ее отмечаются и в образцах материковой структуры Фра-Маури, и (в плутонической фации) среди фрагментов материковой пробы "Луны-20". Соотношения в представительности фаций таковы, что здесь мы вправе предполагать проявление вулкано-плутонической ассоциации.

Пятая ассоциация широко распространена в морях в основном в вулканической фации. Лишь в месте посадки "Аполлона-12", которое характеризуется наибольшей пестротой, в составе фрагментов отмечаются породы и плутонической фации. В то же время совместное присутствие столь экзотических пород (см. табл. 127) в обеих фациях не может быть случайным и, очевидно, свидетельствует о проявлении вулкано-плутонической ассоциации.

Наконец, шестая ассоциация представлена исключительно вулканической фацией и в существенных количествах обнаружена лишь в материковой структуре Фра-Маури в пробе "Аполлона-14". Как известно, здесь присутствуют плутонические фации других ассоциаций, что свидетельствует о достаточном вскрытии поверхности Луны на глубину в месте посадки "Аполлона-14". В этом случае отсутствие плутонических аналогов двупироксеновых базальтов подчеркивает специфичность данной ассоциации. Малые количества этих базальтов в прибрежно-морских пробах "Аполлона-12 и 15", по-видимому, являются ксеногенными.

Таким образом, установленные закономерности в содержании фрагментов различных фаций в одних и тех же пробах согласуются с представлением о проявлении на Луне вулкано-плутонических процессов, что является еще одним подтверждением реальности ассоциаций, выявленных петрохимически. При этом плутонические породы, отобранные в морях, практически тождественны материковым, а подчиненные в материковых пробах вулканические породы, напротив, петрохимически близки морским вулканитам. Поскольку время формирования лунных материков и морей различно, следует ожидать, что и возраст выявленных в их пределах пород вулкано-плутонических ассоциаций должен отличаться. Некоторые данные действительно подтверждают это предположение. Так, возраст фрагмента габбро из морской пробы "Луны-24" оказался равным 2,4 млрд. лет, в то время как на материках породы близкого состава образовались 4,6–3,9 млрд. лет назад. Таким образом, на Луне, так же как и на Земле, петрографически сходные породы, по-видимому, формировались не только в разных структурах, но и в различное время.

Среди выявленных лунных магматических ассоциаций выделяются такие, которые в основном присущи морям, – пикробазальт, оливиновый базальт, перидотит, оливиновое меланогаббро и оливиновый базальт, базальт, габбро. Эти ассоциации приурочены к разным точкам, что свидетельствует о гетерогенности лунного морского магматизма. В то же время выявлены и ассоциации, встречающиеся как на материках (главным образом), так и в морях: а) оливиновый базальт, оливиновый высокоглиноземистый базальт, троктолит, шпинелевый троктолит, оливиновое габбро, лейкогаббро, оливиновый норит, анортозит, б) базальт, лейкобазальт, оливиновое высокоглиноземистое габбро, лейкогаббро, анортозит. Указанные ассоциации в морях представлены преимущественно вулканической фацией, а на материках – плутонической. Шестая из выделенных ассоциаций – ассоциация двупироксеновых базальтов – присуща только материкам. Все это подтверждает известное положение об определенном различии магматизма лунных материков и морей.

Разумеется, выделенные ассоциации не исчерпывают всего многообразия их в лунной коре. В пределах крупнейших лунных структур образовывались различные естественные ассоциации магматических пород, связанные генетически и имеющие различные возраст и ареалы распространения.

Глава 8

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ МИНЕРАЛОГИИ БАЗИТОВ

Известно, что в сложении магматических горных пород, особенно базитов, принимает участие очень ограниченное число минералов. Это главным образом плагиоклаз, пироксены, оливин, минералы группы шпинели (хромит, титанистый магнетит, ульвошпинель), ильменит; часто в небольших количествах присутствуют роговая обманка, биотит, апатит. В субщелочных и щелочных базитах обычны калиевый полевой шпат и (или) нефелин, весьма редок лейцит. Подавляющее большинство этих минералов представляют собой серии твердых растворов (изоморфные смеси), благодаря чему они обладают высокой пластичностью и являются устойчивыми фазами в весьма широком интервале различных физико-химических условий магматического минералообразования.

В настоящем разделе будут кратко охарактеризованы только те особенности главных минеральных фаз, которые необходимы для практической работы петрографов, занимающихся изучением базитов и ассоциирующих с ними пород. Более подробные сведения о минералах базитов можно найти в справочной литературе по минералогии.

О л и в и н $(Mg, Fe)_2SiO_4$, представляющий собой непрерывный твердый раствор форстерита и фаялита, не относится к числу наиболее распространенных минералов собственно базитов. Обычно он наблюдается в виде вкрапленников, реже в основной массе базальтовых лав или входит в состав кумулатов вместе с пироксеном (пироксенами) и (или) плагиоклазом, хотя нередок и в качестве интерстициального минерала. По-видимому, сюда же должны быть включены и кумулаты ультраосновного состава в расслоенных интрузивах, такие, как оливин-хромитовые, оливин-пироксеновые и т.д., представляющие собой обособленные высокотемпературные фракционаты базальтовых расплавов (см. главу 2).

Оливин обычно имеет состав, близкий к стехиометрическому. Нередко, особенно в эффузивных породах, в нем устанавливается слабо выраженная зональность с более магнезиальным ядром и более железистыми внешними каймами. Магнезиальный оливин, как правило, содержит изоморфную примесь хрома и никеля, а железистый – марганца, что особенно характерно для пород анортозит-рапакивигранитных и щелочно-габбровых плутонов.

В кристаллах оливина довольно часто встречаются мельчайшие дендритовые октаэдры и непрозрачные пластиночки, ориентированные параллельно (001) или (100). Они представлены магнетитом, хромсодержащим магнетитом и хромитом, иногда образующими субмикроскопические срастания с пироксенами. Считается, что они возникли за счет распада твердого раствора оливина, содержащего при высоких температурах небольшое количество окисного железа и окиси хрома. Других структур распада твердого раствора не отмечается. Двойникование обычно отсутствует, хотя в процессе деформаций часто появляются "полоски давления", по-разному погасающие и создающие впечатление двойниковой структуры. Типичные составы оливинов из базитовых ассоциаций приведены в табл. 128.

В ультраосновных и основных породах оливин обычно магнезиальный, хотя в ще-

Таблица 128. Химический состав оливинов из пород базитовых ассоциаций

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	39,00	37,6	41,10	38,21	33,87	37,88	41,02	36,00	30,64
TiO_2	–	–	–	–	–	0,03	0,07	0,10	0,13
Al_2O_3	0,00	0,00	–	–	–	–	0,45	1,36	0,22
Fe_2O_3	16,7	28,2	–	–	–	1,26	0,87	1,01	0,87
FeO			10,50*	19,40*	48,21*	21,96	12,27	35,80	56,91
MnO	0,15	0,26	0,45	0,32	1,98	0,16	0,15	0,43	0,70
MgO	44,1	34,0	45,70	39,89	15,14	38,18	45,39	25,28	9,57
CaO	0,27	0,36	0,73	0,59	0,69	0,45	0,15	Не обн.	0,56
Na_2O	–	–	–	–	–	–	–	0,006	0,18
K_2O	–	–	–	–	–	–	–	0,013	0,06
H_2O^+	–	–	–	–	–	–	–	Не обн.	0,12
Сумма	100,2	99,9	98,48	99,38	99,89	99,92	100,44	100,00	100,03

* Суммарное железо в форме FeO.

1, 2 – толеитовые базальты, вулкан Килауэа, Гавайские острова (Basaltic volcanism ..., 1981); 3–5 – базиты о-ва Исландия (Поляков и др., 1976): 3 – оливиновый базальт, 4 – субщелочной базальт, 5 – трахиандезит; 6 – троктолит, массив Монче–Чуна–Волчьих Тундр, Кольский полуостров (данные Е.В. Шаркова); 7 – оливиновый бронзит, Мончегорский массив, там же (Козлов, 1973); 8 – оливиновый норит, Рижский массив, Латвия (Анортозит-рапакивигранитная ..., 1978); 9 – троктолит, Коростеньский массив, Украина (Анортозит-рапакивигранитная ..., 1978).

Примечание. NiO – 0,28% (ан.7).

лочных габброидах и ассоциирующих с ними ультрабазитах его состав часто отвечает гортонолиту Fa_{70-90} (например, в массиве Гремяха-Вырмес). Железистые оливины также развиты в основных и ультраосновных породах и анортозит-рапакивигранитных комплексах. Однако железистые оливины больше характерны для пород среднего и кислого состава – трахитов, риолитов, сиенитов, монцонитов (мангеритов) и др.

Магнезиальные оливины часто являются наиболее высокотемпературными фазами при кристаллизации базальтов, хотя и не всегда; например, ликвидусный минерал высокоглиноземистых базальтов – плагиоклаз, а оливин кристаллизуется позже. Железистые оливины характерны для низкотемпературных фракционатов базальтовых магм, особенно обогащенных щелочами.

Полевые шпаты. Как известно, полевые шпаты – наиболее распространенная составная часть магматических горных пород; они слагают до 60% их объема. Не являются исключением в этом отношении и базиты; более того, среди них встречаются породы, сложенные только полевым шпатом, например анортозиты.

Состав большинства распространенных полевых шпатов может быть описан в виде пределов изоморфных смесей в системе ортоклаз ($KAlSi_3O_8$)–альбит ($NaAlSi_3O_8$)–анортит ($CaAl_2Si_2O_8$). В зависимости от пределов изоморфных замещений полевые шпаты образуют группы, имеющие соответствующие названия. Для однозначной характеристики полевого шпата необходимо знать не только его химический состав, но и структурное состояние. Под этим подразумевается характер распределения ионов Al и Si по тетраэдрическим позициям структуры, который является функцией температуры кристаллизации и последующей термической истории полевого шпата. Полевые шпаты, которые после кристаллизации при высоких температурах остывали быстро, имеют неупорядоченное распределение ионов Al и Si (высокое структурное состояние), а те, которые охлаждались медленно, – упорядоченное (низкое структурное состояние). Первые характерны для эффузивных пород, а вторые – для интрузивных.

Для плагиоклазов, как и для щелочных полевых шпатов, широко употребляются названия "высокотемпературный" и "низкотемпературный" (и промежуточный). Высокотемпературная серия Ab–An представляет собой непрерывный твердый рас-

твор; аналогичная низкотемпературная серия имеет более сложный характер. По данным электронно-микроскопических и рентгеновских исследований, в ней устанавливается ряд перерывов в постепенности изменения практически всех свойств, приходящихся на An_{35}, An_{50}, An_{65-67}, An_{75-80} (Крамаренко, 1975).

В базитах встречаются различные типы полевых шпатов. При этом с серией нормальной щелочности связаны, как правило, только плагиоклазы, в субщелочных и щелочных сериях развиты как плагиоклазы, так и щелочные полевые шпаты. Таким образом, плагиоклазы являются наиболее распространенными минералами базитов, и именно с них целесообразно начать описание минералов группы полевых шпатов.

Плагиоклазы в магматических горных породах обычно имеют таблитчатую форму с наиболее развитой гранью {010}. Это особенно характерно для эффузивных пород, где благодаря высокой кристаллизационной способности плагиоклаз оформляется и вырастает, в то время как другие минералы могут не успеть приобрести присущие им кристаллографические очертания (например, офитовая структура базальтов). В этих случаях плагиоклаз часто зональный, с более кальциевым ядром и существенно более натриевыми каймами. Часто встречаются также кристаллы с ритмичной зональностью, обусловленной чередованием в различной степени обогащенных кальцием зон; число таких зон может достигать 100 и более. Нередки также кристаллы с обратной зональностью, в которых кальцием обогащено не ядро, а внешние зоны. Интерпретация двух первых типов зональности не вызывает затруднений. Причины возникновения обратной зональности исследованы пока недостаточно.

В низкотемпературных плагиоклазах интрузивных пород зональность обычно проявлена слабее; как правило, она прямая (то есть с более высокотемпературным ядром). Интересной особенностью низкотемпературных плагиоклазов является их перистеритовое строение. Они образованы чередующимися субмикроскопическими пластинками разного состава, ориентированными параллельно (010), т.е. имеют двухфазное строение. Согласно Н.К. Крамаренко (1975), выделяются четыре ряда низкотемпературных плагиоклазов: 1) альбит–олигоклаз (An_{0-35}); 2) андезин (An_{35-50}); 3) лабрадор (An_{50-65}); 4) лабрадор–битовнит (An_{65-80}), разделенных, как указывалось выше, перерывами. При этом только в пределах указанных составов они могут образовывать истинно гомогенные структуры при любых термодинамических параметрах.

В результате перистеритового строения низкотемпературных плагиоклазов в них нередко отмечается иризация, связанная с интерференцией света в тонких пластинках различных фаз, размеры которых в плоскости уплощения сравнимы с длиной волны. Это явление описано в интервале составов от An_0 до An_{80}, исключая составы между An_{20} и An_{46}. Характерно, что иризация устанавливается только в первично-магматических плагиоклазах, теряясь и не восстанавливаясь при их грануляции, разложении и т.д. По мнению Н.К. Крамаренко, это свидетельствует о том, что природные двухфазные плагиоклазы образуются путем первичной кристаллизации без последующих превращений в твердом состоянии. Благоприятными условиями для этого являются умеренные P–T параметры и низкая скорость кристаллизации, а также присутствие флюсующих примесей. Именно эти особенности характерны для базитов (анортозитов), ассоциирующих с гранитами рапакиви, где иризация проявлена наиболее широко.

Плагиоклазы магматических пород, как правило, сдвойникованы. Широко распространено как полисинтетическое, так и простое двойникование по альбитовому, периклиновому, карлсбадскому и более сложным законам, в том числе и триадное. Часто в одном кристалле наблюдаются альбитовые и периклиновые двойники, а также иные сочетания двух и более законов двойникования. Весьма важным обстоятельством, существенным для интерпретации природы многих глубинных образований, является то, что сложные двойники, столь обычные для плагиоклазов магматических пород, весьма редки и не характерны для метаморфических пород, где преобладают альбитовый и периклиновый законы двойникования (Дир и др., 1966). Это может служить полезным критерием в тех случаях, когда происхождение объекта является предметом дискуссии,

Таблица 129. Химический состав плагиоклазов из пород базитовых ассоциаций

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	50,0	53,6	46,8	52,1	54,0	49,32	48,20
TiO_2	–	–	–	–	–	0,02	0,03
Al_2O_3	30,7	28,9	32,5	28,9	27,6	31,27	33,21
Fe_2O_3	–	–	–	–	–	0,91	0,03
FeO	0,56*	0,85*	0,66*	0,97*	1,1*	0,13	–
MnO	–	–	–	–	–	–	–
MgO	–	–	–	–	–	0,10	0,36
CaO	15,2	13,0	17,5	13,6	12,4	13,96	16,10
Na_2O	2,8	3,9	1,7	3,5	4,1	3,43	2,23
K_2O	0,09	0,14	0,10	0,24	0,25	0,20	0,10
BaO	–	–	–	–	–	–	–
SrO	–	–	–	–	–	–	–
H_2O^-	–	–	–	–	–	0,32	0,02
H_2O^+	–	–	–	–	–	0,46	–
П.п.п.	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	99,35	100,39	99,26	99,31	99,45	100,12	100,27
Ab	24,9	34,9	14,9	31,3	36,9	28,9	19,2
An	74,6	64,3	84,5	67,3	61,6	68,9	80,2
Or	0,5	0,8	0,6	1,4	1,6	2,2	0,6

* Суммарное железо в форме FeO.

1–5 – базальты толеитовой (1,2) и субщелочной (3–5) серий, о-в Мауи, Гавайские острова (Fodor, Keil, 1979): 1,3 – фенокристаллы, 4 – микрофенокристалл, 2, 5 – основная масса; 6 – анортозит, Кизирский массив (Богатиков, 1979); 7 – оливиновый анортозит, Патынский массив (Богатиков, 1979); 8 – габбронорит, массив Монче–Чуна–Волчьих Тундр (материалы Е.В. Шаркова); 9 – анортозит, там же (материалы Е.В. Шаркова); 10 – лейкогаббро, Колвицкий массив (ма-

например при изучении анортозитов докембрия, где допускается как магматическое, так и метаморфическое происхождение.

В плагиоклазах интрузивных пород ряда андезин–алигоклаз нередко наблюдаются пластинчатые, округлые или неправильной формы выделения калиевого полевого шпата, известные как антипертиты. Согласно Диру и др. (1966), они обычно параллельны оси y, располагаясь под углом примерно 73° к (001), и, очевидно, возникли при распаде твердого раствора в процессе медленного охлаждения. Антипертитовые плагиоклазы широко развиты в монцонитах и двупироксеновых диоритах (иотунитах), наблюдаемых во многих анортозитовых ассоциациях, анортозитах, ассоциирующих с гранитами рапакиви, а также в субщелочных и щелочных габброидах типа акеритов, пуласкитов, тералитов и тешенитов.

Характерной особенностью магматических плагиоклазов, особенно интрузивных базитов, является присутствие в них мельчайших тонких пластинчатых или пылевидных выделений титаномагнетита, магнетита, ильменита, гематита, благодаря чему плагиоклазы нередко имеют темную окраску и становятся слабо магнитными. Эти выделения исчезают, не доходя 0,1–0,15 мм до краев зерен, и отсутствуют вдоль двойниковых швов, что позволяет связывать их с распадом твердого раствора. Во всяком случае гомогенные плагиоклазы эффузивов содержат в твердом растворе примесь железа.

Химический состав типичных плагиоклазов из разных базитовых ассоциаций приведен в табл. 129. Наиболее распространенная примесь в плагиоклазах – ортоклазовая молекула, содержание которой может достигать 5 мол.% в ряду анортит–лабрадор и

8	9	10	11	12	13	14	15
47,74	51,36	47,84	52,06	57,06	54,30	55,05	58,90
Сл.	Сл.	0,03	0,08	0,05	0,13	0,32	0,15
32,95	30,77	33,61	27,69	26,78	28,14	28,16	23,88
0,02	0,01	0,06	0,70	–	0,59	0,16	0,33
0,24	0,23	0,20	0,33	0,10*	0,41	0,50	0,14
Сл.	Сл.	Нет	0,05	Нет	Сл.	–	0,01
0,70	0,39	0,12	Нет	”	0,05	–	Сл.
15,30	12,43	15,39	13,07	8,65	10,10	10,20	7,34
2,43	3,97	2,50	4,06	5,66	4,48	5,02	6,05
0,04	0,07	0,40	0,68	0,90	0,30	1,21	1,60
–	–	–	–	–	0,07	–	–
–	–	–	–	–	0,24	–	–
–	–	–	–	–	0,51	–	–
–	–	0,22	–	–	0,44	0,04	0,25
0,73	0,45	–	1,54	0,01	–	–	0,90
100,15	99,73	100,37	99,26	99,29	99,76	100,66	99,98
22	36	22	37	49	41	42	52
78	63	75	59	45	57	51	38
–	1	3	4	6	2	7	10

териалы Е.В. Шаркова); 11, 12 – Каларский массив (материалы Е.В. Шаркова): 11 – анортозит, 12 – двупироксеновый диорит; 13 – габбро, массив Гремяха-Вырмес (Полканов и др., 1967); 14, 15 – Коростеньский массив (Анортозит-рапакивигранитная ..., 1978): 14 – анортозит, 15 – монцонит.

Примечание. P_2O_5 – 0,43% (ан. 15).

10–15 мол.% в плагиоклазах натриевого ряда. Среди других ионов, присутствующих в плагиоклазе в очень ограниченных количествах, следует отметить Ti, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mn, Mg, Ba, Sr. Очень важной особенностью геохимии основных плагиоклазов является вхождение в их структуру Eu, чему в настоящее время в петрологии придается большое значение как индикатору участия этих минералов в процессах фракционной кристаллизации магм и образования серий магматических горных пород. Другой важной особенностью петрогенетической роли основного плагиоклаза в дифференциации базальтовых магм является дискриминация им рубидия (Яковлева, Шарков, 1974).

Щелочные полевые шпаты – $KAlSi_3O_8$ и $NaAlSi_3O_8$ – образуют при высоких температурах непрерывный ряд твердых растворов. При охлаждении обычно наблюдается распад этих растворов, увеличивающийся с уменьшением температуры. В результате щелочные полевые шпаты в общем случае состоят из двух фаз, в одной из которых преобладает калий, а в другой – натрий (пертит, микропертит, криптопертит).

Среди натриевых полевых шпатов (альбитов) выделяются две модификации: низкотемпературная, распространенная главным образом в интрузивных породах и спилитах, и высокотемпературная, характерная для лав. Как указывалось, щелочные полевые шпаты обычно не гомогенны, а состоят их отдельных калиевых и натриевых фаз. Однако высокотемпературные формы полевых шпатов образуют непрерывные ряды твердых растворов, что весьма характерно для субщелочных лавовых комплексов.

Распад, упорядочение и двойникование калиево-натриевых полевых шпатов – взаимосвязанные, почти одновременно протекающие процессы. Распад начинается несколько

Таблица 130. Химический состав щелочных полевых шпатов из пород базитовых ассоциаций

Компоненты	1	2	3	4	5*	6	7	8
SiO_2	63,82	64,40	65,29	65,26	62,16	64,98	64,60	64,00
TiO_2	нет	0,03	–	–	0,04	0,05	0,05	0,05
Al_2O_3	19,56	20,40	20,57	21,36	20,57	20,41	19,90	20,40
Fe_2O_3	0,54	0,10	0,58	–	0,14	0,13	0,28	0,14
FeO	0,54	0,18		–	0,17	0,11	–	–
MnO	0,01	Нет	–	–	Сл.	Сл.	0,01	–
MgO	0,69	–	–	–	0,12	0,05	Сл.	Сл.
CaO	1,49	1,25	0,95	1,01	1,30	1,22	2,49	2,31
Na_2O	6,82	8,00	7,02	7,68	2,37	7,02	3,63	3,22
K_2O	4,52	4,47	6,21	4,50	11,49	4,27	10,00	10,50
H_2O^+	2,18	0,10	–	0,12	0,48	0,58	–	0,44
H_2O^-	–	0,16	–		–	0,25	–	–
BaO	–	–	–	0,19	–	0,89	–	–
SrO	–	–	–	0,25	–	0,03	–	–
Сумма	100,28	98,93	100,04	100,38	98,79	99,99	100,96	101,06

* Анализ выполнен в химической лаборатории ИГГД АН СССР, аналитик Е.Е.Зевелева.

1, 2 – мегакристаллы субщелочных базальтов, Прибайкалье (Кепежинскас, 1979); 3, 4 – основная масса оливиновых базальтов, плато Дариганга, МНР (Кепежинскас, 1979); 5 – монцонит (мангерит), Сальнотундровский массив, Кольский полуостров (данные Е.В.Шаркова); 6 – пуласкит, массив Гремяха-Вырмес, там же (Полканов и др., 1967); 7 – лейкогаббро (габбронорит-анортозит), Коростеньский массив, Украина (Анортозит-рапакивигранитная..., 1978); 8 – монцонит, там же (Анортозит-рапакивигранитная..., 1978).

раньше триклинного упорядочения, сопровождающегося двойникованием. Калиевые полевые шпаты кристаллизуются метастабильно в виде гомогенных неупорядоченных модификаций. Современный их облик и строение обусловлены превращениями в твердом состоянии (Марфунин, 1962).

Как и плагиоклазы, щелочные полевые шпаты содержат небольшие концентрации TiO_2 и особенно Fe_2O_3; содержания MgO в ортоклазах и микроклинах обычно невелики, а количество BaO может достигать 1% и более, что связывается с вхождением этих элементов в качестве изоморфной примеси в структуру минералов.

Составы типичных щелочных полевых шпатов из разных базитовых ассоциаций приведены в табл. 130.

П и р о к с е н ы. Минералы группы пироксенов являются одними из наиболее важных составляющих базитов. Они весьма информативны в петрогенетическом плане и поэтому будут рассмотрены несколько подробнее.

Для базитов нормальной щелочности характерны пироксены, описываемые четырехугольником Хесса–Полдерваарта: энстатит ($MgSiO_3$) –ферросилит ($FeSiO_3$) –диопсид ($CaMgSi_2O_6$) –геденбергит ($CaFeSi_2O_6$). Два первых из них имеют ромбическую сингонию, а два последних – моноклинную.

Ортопироксен, как и оливин, представляет собой непрерывный твердый раствор энстатита и ферросилита (ортоферросилита). Последний в магматических горных породах практически не встречается.

В породах основного состава преобладают магнезиальные ортопироксены – бронзиты и гиперстены. Феррогиперстены отмечаются лишь в габброидах, ассоциирующих с гранитами рапакиви. Вообще высокожелезистые ортопироксены в природе встречаются редко. Это связано с тем, что в условиях низких давлений вместо ферросилита устойчива эквивалентная по составу ассоциация фаялита и кварца. Составы, близкие к ферросилиту, отмечаются главным образом в глубинных породах – монцонитах (мангеритах), ассоциирующих с анортозитами.

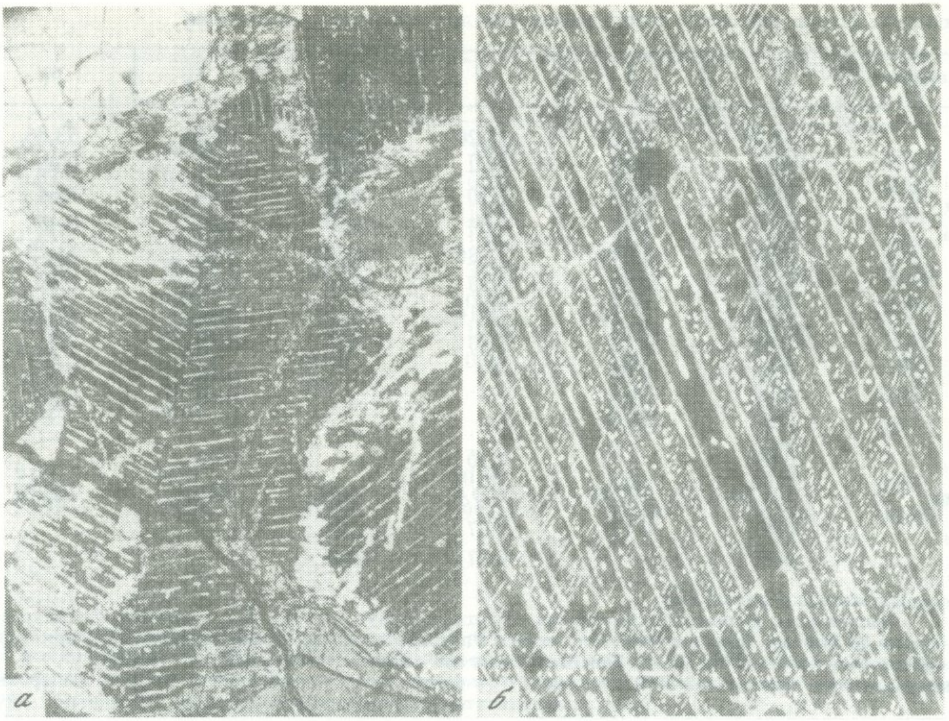


Рис. 129. Структура распада твердого раствора в инвертированном пижоните из габбро-анортозита Мончетундровского интрузива. Шлиф. Коллекция Е.В. Шаркова

а – с анализатором, увел. 20; *б* – то же, увел. 60; светлые полосы – диопсид, темные – гиперстен

Во многих случаях ортопироксенам интрузивных пород свойственно развитие параллельно плоскости (100) тонких пластинчатых вростков кальциевого клинопироксена. Хесс (Hess, 1960) назвал их ортопироксенами бушвельдского типа. В породах таких массивов, как Бушвельд и Стиллуотер, они варьируют по составу от Fs_{12} до Fs_{30}. Более железистые разновидности ортопироксенов (Fs_{30-55}) здесь имеют другую структуру – они характеризуются также пластинчатыми вростками или системой каплевидных выделений, ориентированных параллельно (001). Хесс отнес их к ортопироксенам стиллуотерского типа (рис. 129, *а*). Считается, что оба типа вростков образовались в результате распада твердого раствора, причем во втором случае ортопироксен представляет собой инвертированный пижонит. В инвертированных пижонитах может наблюдаться еще одна, более поздняя, система тонких пластинчатых вростков, параллельных (100) (см. рис. 129, *б*), т.е. после инверсии новообразованный пироксен еще раз распадался, но уже как ортопироксен.

Ориентация вростков, очевидно, связана с тем, что распад смесей легче всего протекает в плоскостях с наименьшей энергией, принадлежащих сразу двум фазам. Совместная для двух фаз плоскость, обладающая такими свойствами, должна иметь одинаковое строение в структуре обеих фаз; в случае орто- и клинопироксенов это плоскость (100). При распада пижонита в условиях медленного охлаждения избыток кальция выделяется в виде авгита вдоль плоскостей, параллельных (001) первичного клинопироксена.

Ортопироксен, как указывалось, весьма характерен для интрузивных пород нормальной щелочности, в частности для расслоенных интрузивов основных и ультраосновных пород, а также для большинства анортозитовых ассоциаций докембрия, т.е. для пород, кристаллизовавшихся в условиях повышенных давлений. В лавах и гипабиссальных мелких интрузивах он сравнительно редок и встречается главным образом в образованиях известково-щелочной (андезитовой) серии. В этом случае структуры распада

Таблица 131. Химический состав ортопироксенов из пород базитовых ассоциаций

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	55,94	54,32	55,20	53,67	53,50	53,86
TiO_2	0,11	0,25	0,22	0,29	0,12	0,48
Al_2O_3	1,61	1,83	1,50	1,65	2,44	3,64
Fe_2O_3	0,97	1,28	0,84	1,14	1,69	0,45
FeO	7,15	13,44	11,86	15,30	9,95	11,23
MnO	0,19	0,29	0,28	0,33	0,22	0,14
MgO	32,12	27,56	28,14	25,37	29,13	27,14
CaO	1,48	1,18	1,93	1,81	2,10	2,91
Na_2O	0,01	0,05	–	–	0,11	0,20
K_2O	0,01	0,02	–	–	0,04	0,04
P_2O_5	–	–	–	–	–	–
H_2O	0,09	–	0,30	–	0,80	–
Сумма	100,18	100,35	100,41	99,67	100,10	100,09
Cr_2O_5	0,45	0,12	0,07	0,06	–	–
NiO	0,07	–	0,07	0,05	–	–

* Суммарное железо в форме FeO.

1, 2 – бронзититы, Бушвельдский массив (Уэйджер, Браун, 1970); 3, 4 – нориты, Стиллуотерский массив (Уэйджер, Браун, 1970); 5 – норит, Златогорский массив (материалы Е.В.Шаркова); 6 – оливиновый базальт, о-в Оаху, Гавайские острова (Basaltic volcanism..., 1981); 7, 8 – Колвицкий массив (материалы Е.В.Шаркова): 7 – метанорит, 8 – монцонит; 9, 10 – Каларский

в них наблюдаются редко, в основном в ядрах порфировых вкрапленников. Очевидно, это связано с быстрым охлаждением минерала. В редких случаях ортопироксен отмечается в субщелочных породах. Химический состав ортопироксенов приведен в табл. 131.

Клиноэнстатиты – весьма редкая разновидность минералов в магматических породах Земли. Пока они встречены только в марианитах. Более широко они представлены в лунных породах и метеоритах. От ортопироксенов соответствующего состава клиноэнстатиты и клиногиперстены отличаются лишь параметрами кристаллической решетки. Во всех случаях они наблюдаются только в породах, испытавших резкую закалку.

Как следует из экспериментальных данных Бойда и Ингленда, клиноэнстатит образуется в результате инверсии протоэнстатита, происходящей в субсолидусной области при закалке. Протоэнстатит является фазой низкого давлений ($P_{общ} < 8$ кбар).

Пижониты – $(Mg, Fe^{2+}, Ca)(Mg, Fe^{2+})Si_2O_6$ – бедные кальцием клинопироксены, содержат от 5 до 15% $CaSiO_3$. Это приводит к некоторым искажениям в конфигурации пироксеновой цепи, в результате чего при медленном охлаждении минерал обычно распадается. Пижониты (подобно ортопироксенам) образуют непрерывную серию твердых растворов. Они характерны в основном для лав известково-щелочных серий и их интрузивных аналогов, в частности для анортозитовых ассоциаций, где, как правило, присутствуют в инвертированной форме. Кроме того, пижониты появляются на средних–поздних стадиях кристаллизации расслоенных интрузивов основных и ультраосновных пород вместо ромбических пироксенов. Обычно это происходит при достижении состава $\sim Fs_{30}$.

Наибольший интерес представляют инвертированные пижониты интрузивных образований. Как уже указывалось, они имеют очень характерную морфологию с развитием грубых пластин авгита, параллельных (001) (см. рис. 129, *а, б*). Специальными исследованиями установлено, что распад (инверсия) пижонита в зависимости от его состава имеет место при 980–1100° С (Дир и др., 1966; Шевяков и др., 1973 и др.).

В тех случаях, когда распад пижонита происходит сравнительно быстро (в дайках, маломощных силлах и т.д.), его зерна распадаются лишь частично. Иногда при этом воз-

	7	8	9	10	11	12	13
	50,52	48,90	52,00	48,96	51,15	50,01	50,18
	0,09	0,13	0,07	0,14	0,34	0,44	0,28
	7,31	5,92	1,25	1,63	2,45	0,13	1,09
	1,15	2,52	–	1,81	4,87	1,30	1,15
	13,00	29,30	26,8*	34,67	18,52	30,75	28,44
	0,21	0,44	–	0,48	0,42	0,47	0,35
	26,07	18,18	19,2	11,00	19,94	14,40	16,30
	0,73	0,55	0,52	0,56	1,41	1,93	1,47
	0,06	0,07	Нет	–	0,04	0,08	0,03
	0,02	0,13	”	–	0,038	0,05	0,02
	–	–	–	–	–	0,11	–
	0,60	0,70	–	0,50	0,30	0,07	0,50
	99,76	99,84	99,84	99,75	99,48	100,45	99,81

массив (материалы Е.В.Шаркова): 9 – лейконорит, 10 – двупироксеновый диорит; 11 – оливиновый габбронорит, Рижский массив (Анортозит-рапакивигранитная..., 1978); 12 – норит, Корсунь-Новомиргородский массив (Анортозит-рапакивигранитная ..., 1978); 13 – лейкократовый габбронорит, Салминский массив (Анортозит-рапакивигранитная ..., 1978).

никают ”графические” прорастания авгита в гиперстене, напоминающие срастания кварца и полевого шпата в пегматитах. Нераспавшиеся пижониты наблюдались только в лавах. Химический состав типичных пижонитов приведен в табл. 132.

Клинопироксены – наиболее распространенные темноцветные минералы базитов. При этом диопсид-авгиты характерны преимущественно для базитов нормальной щелочности, а эгирин-авгиты и титанистые авгиты – для субщелочных и щелочных разновидностей.

Как и рассмотренные выше минералы, клинопироксены образуют серии непрерывных твердых растворов от диопсид-геденбергита $Ca(Mg, Fe^{2+})Si_2O_6$ через авгит $(Ca, Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Ti, Al)_2(Si, Al)_2O_6$ до эгирин-авгита $(Na, Ca)(Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, Al) \cdot (Si_2O_6)$ и эгирина $NaFe^{3+}(Si_2O_6)$.

Все эти минералы характеризуются структурой диопсида, где пироксеновые цепочки связаны в боковом направлении ионами Ca, Mg и Fe^{2+}. Присутствие остальных ионов не приводит к существенным изменениям характера решетки (Дир и др., 1966).

Минералы группы диопсид–салит–ферросалит–геденбергит образуют серию твердых растворов между $CaMgSi_2O_6$ и $CaFe^{2+}Si_2O_6$. Однако в большинстве случаев в минералах серии присутствуют ионы других металлов. Во многих случаях диопсиды и эндиопсиды содержат заметные количества Cr_2O_3 (хромдиопсид), что особенно характерно для интрузивных пород, формировавшихся в условиях повышенных давлений. Химические составы клинопироксенов отражены в табл. 133.

Наиболее распространенная разновидность клинопироксенов в базитах – авгиты, типичные для габбро, долеритов и базальтов различной щелочности, связанные с диопсидами постепенными переходами. При этом субкальциевые авгиты являются характерными фазами моноклинного пироксена в быстро застывших основных породах и встречаются почти исключительно в базальтах и андезитах.

Клинопироксены субщелочных пород обычно представлены титанавгитом и эгирин-авгитом и отличаются от таковых толеитовых базальтов повышенными концентрациями TiO_2, CaO, Na_2O, K_2O и пониженными – FeO и SiO_2 (Порошин и др., 1981). По данным

Таблица 132. Химический состав пижонитов из пород базитовых ассоциаций

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO_2	55,5	52,3	52,81	50,24	51,4
TiO_2	0,49	0,51	0,37	0,69	0,3
Al_2O_3	0,91	0,59	1,65	4,52	1,8
Fe_2O_3	14,8	18,8	1,13	0,41	1,4
FeO			18,13	21,81	20,7
MnO	0,25	0,40	0,38	0,43	0,5
MgO	24,5	21,5	19,81	15,81	19,4
CaO	4,03	3,9	5,13	4,39	4,1
Na_2O	0,0	0,03	0,05	0,18	0,1
K_2O	–	–	0,00	0,04	–
H_2O	–	–	0,54	1,42	0,4
П.п.п.	–	–			–
Сумма	99,48	98,03	100,00	99,94	100,1

1, 2 – толеитовые базальты, вулкан Мауна-Лоа, о-в Гавайи (Basaltic volcanism ..., 1981); 3, 4 – Стиллуотерский массив (Уэйджер, Браун, 1970): 3 – габбронорит, 4 – то же, зоны закалки; 5, 6 – Бушвельдский массив (Уэйджер, Браун, 1970): 5 – габбронорит, 6 – феррогабро; 7 – лейкогаббро, Колвицкий массив (материалы Е.В. Шаркова); 8 – то же, Каларский массив (материалы

этих же авторов, наблюдаются вариации составов клинопироксенов афировых пород в процессе дифференциации (в последовательном ряду пород от базальтов до андезитов и трахиандезитов). В клинопироксенах пород нормального ряда увеличиваются концентрации MnO, FeO, Fe_2O_3, TiO_2 за счет SiO_2, CaO, Al_2O_3, а в клинопироксенах субщелочных пород – TiO_2, Fe_2O_3 и MnO за счет MgO и SiO_2.

Основные вариации состава клинопироксенов – вкрапленников в лавах – также

Таблица 133. Химический состав клинопироксенов из пород базитовых ассоциаций

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	52,12	51,17	51,26	54,07	52,90	50,98	50,67	48,88	46,74
TiO_2	1,03	0,97	0,84	0,21	0,37	0,22	0,70	1,01	1,22
Al_2O_3	3,48	3,22	1,98	2,08	2,41	1,97	1,87	2,60	2,63
Fe_2O_3	1,81	1,53	1,25	0,56	1,03	2,92	5,76	1,09	2,54
FeO	10,77	4,54	14,49	2,53	5,10	8,81	7,84	13,62	16,15
MnO	0,25	0,13	0,35	0,09	0,16	0,37	0,35	0,35	0,39
MgO	17,23	16,68	12,85	17,39	16,18	12,81	15,32	12,14	8,66
CaO	12,38	20,54	16,91	22,12	21,46	20,61	15,92	18,72	19,50
Na_2O	0,70	0,65	0,26	0,41	0,34	0,38	0,25	0,33	0,41
K_2O	0,22	0,05	0,02	0,01	0,02	0,07	0,05	0,09	0,22
Cr_2O_3	–	0,42	0,01	0,98	0,26	–	–	–	–
H_2O^-	0,07	–	–	0,06	0,02	0,31	0,70	0,68	0,64
Сумма	100,06	99,90	100,21	100,54	100,25	99,43	99,43	100,13	100,42

1–3 – авгиты: 1 – основная масса оливинового базальта, о-в Оаху, Гавайский острова (Muir, Tilley, 1963), 2 – пикрит краевой зоны, Скергаардский массив (Уэйджер, Браун, 1970), 3 – габбро краевой зоны, там же (Уэйджер, Браун, 1970); 4, 5 – диопсид-авгиты, Бушвельдский массив (Уэйджер, Браун, 1970): 4 – бронзитит Базальной серии, 5 – габбронорит Критической зоны; 6–9 – авгиты (Анортозит-рапакивигранитная..., 1978): 6, 7 – габбронориты, Рижский массив, 8 – габбронорит, Корсунь-Новомиргородский массив, 9 – анортозит, там же.

6	7	8	9	10	11	12
48,9	52,33	50,70	48,32	46,60	50,03	47,92
0,5	0,26	0,08	0,30	0,52	0,46	0,54
1,5	3,84	1,51	0,20	1,58	0,15	1,66
2,1	1,10	24,20	1,06	2,42	1,17	1,35
28,7	16,47		31,56	30,40	29,60	34,25
0,6	0,27	–	0,52	0,33	0,46	0,42
13,8	24,35	22,20	13,49	12,81	15,19	9,55
3,6	1,59	1,14	2,66	3,22	2,23	3,85
0,2	–	–	0,29	0,37	0,09	–
0,06	–	–	0,02	0,06	0,04	–
Нет	–	–	0,02	0,26	0,06	0,65
–	–	–	1,59	1,47	0,68	–
99,96	100,26	99,83	100,45	100,10	100,38	100,19

Е.В.Шаркова); 9–11 – Корсунь-Новомиргородский массив (Анортозит-рапакивигранитная..., 1978): 9 – габбро-анортозит, 10 – оливиновый габбронорит, 11 – троктолит; 12 – монцонит, Салминский массив (Анортозит-рапакивигранитная..., 1978).

Примечание. P_2O_5 – 0,03; 0,11; SO_3 – 0,39; 0,11% (ан. 9, 11).

связаны с изменением кремнекислотности и щелочности пород. В ряду от толеитовых базальтов до дацитов в клинопироксенах наблюдается увеличение концентраций SiO_2, MnO, FeO за счет Al_2O_3 и TiO_2. Рост содержаний щелочей и связанных с ними Al_2O_3, TiO_2, Fe_2O_3 происходит за счет SiO_2, MgO, CaO, FeO.

Для клинопироксенов интрузивных пород, особенно ряда диопсид–авгит, весьма характерны структуры распада твердого раствора, аналогичные наблюдаемым в ортопироксенах и пижонитах. Обычно это выражается в появлении тонких ламеллей ромбического пироксена, параллельных (100), полностью аналогичных структурам распада в ортопироксенах (см. выше). Нередко наблюдаются также грубые ламелли ортопироксена, параллельные (001). Считается, что такие пироксены образовались в результате распада твердого раствора пижонита и авгита (Hess, 1960). Это подтверждается наличием в ряде случаев непрерывных переходов между инвертированными пижонитами и подобными авгитами. Подобные наблюдения свидетельствуют о наличии здесь первоначально единой пироксеновой фазы, возможно, несмешивающегося пироксенитового расплава. Кроме структур "пироксен в пироксене", часто встречаются также мельчайшие пластинообразные выделения магнетита, ильменита, рутила, параллельные (100), также представляющие собой структуры распада твердого раствора.

Характерной особенностью сосуществующих инвертированных пижонитов и распавшихся твердых растворов пижонита и авгита является полная аналогия состава распавшихся фаз – пироксена-хозяина и ламеллей – по главным и второстепенным компонентам, т.е. при распаде на фазы происходит перераспределение всех элементов. Такие соотношения показывают, что равновесие субсолидуса сохранялось в течение всего периода охлаждения интрузивов.

Интересной особенностью некоторых титанавгитов субщелочных базальтов является структура "песочных часов" (рис. 130), характеризующаяся наличием секториального симметричного строения в плоскости (010), морфологически напоминающего песочные часы. Детальное исследование таких клинопироксенов из третичного нефелинового гавайита Австралии, выполненное Васс (Wass, 1973) с использованием микроанализатора, позволило установить ряд важных особенностей этого явления, существенных для понимания особенностей кристаллизации клинопироксенов в зависимости от кинетики кристаллизации расплавов.

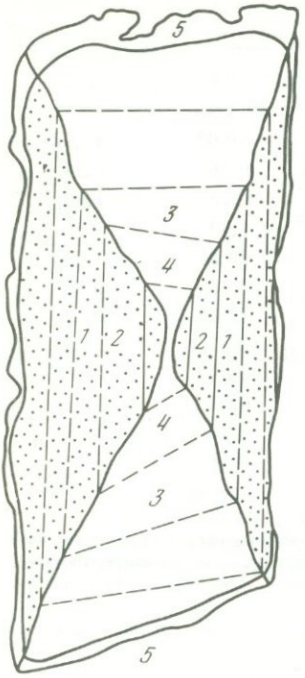


Рис. 130. Зарисовка фенокристалла титанавгита со структурой "песочных часов" из гавайита Австралии (Wass, 1973). Внешняя незональная кайма соответствует составу клинопироксена основной массы. Состав зон приведен в табл. 134

Согласно Васс, структура "песочных часов" наблюдается как в фенокристаллах, так и в клинопироксенах основной массы. В обоих случаях слабо окрашенные (розово-коричневые) и сильнее окрашенные (красно-коричневые) в проходящем свете секторы различались по составу. Так, в более темных секторах содержание TiO_2 варьирует от 5,2 до 5,8%, Al_2O_3 – от 10,1 до 10,9%, SiO_2 –от 42,6 до 41,5%. В слабо окрашенных секторах содержание TiO_2 составляет 2,5–2,9, Al_2O_3 – 5,8–6,8, SiO_2 – 50,4–47,9%. Часть анализов, относящихся к рис. 130, приведена в табл. 134.

Помимо секториальной, отмечается еще и концентрическая зональность. Особенностью этой зональности является увеличение величины отношения Fe/Mg от центра зерен к периферии независимо от секториального строения, т.е. в пределах более окрашенных секторов концентрические зоны обогащены Al_2O_3, TiO_2 и обеднены SiO_2. Многие фенокристаллы, кроме того, окаймлены однородной каймой, наиболее богатой Fe и Na (см. табл. 134, ан. 5). Исследование клинопироксенов основной массы позволило установить, что среди них наблюдаются и разновидности со структурой "песочных часов", и гомогенные кристаллы, часть которых имеет бледную, а другие – более густую окраску. По химизму эти гомогенные кристаллы аналогичны различно окрашенным секторам в монокристаллах.

Из этих наблюдений следует, что из магмы могли одновременно выделяться два типа клинопироксенов, которые в ряде случаев формировали единые монокристаллы. По мнению Васс, это связано главным образом с тем, что скорость роста кристаллов превышала скорость диффузии ионов в расплаве. Об этом свидетельствует то, что подобные структуры возникают только у кристаллов титанавгита, которые кристаллизовались в условиях быстрого охлаждения; такой быстрый рост мог инициировать развитие кристаллов по двум различным кристаллографическим планам, один из которых, весьма энергоемкий, обусловлен двойным одновременным замещением Si в позиции M_1 на Al и Fe^{3+}. Подобные участки имеют более темную окраску, и их химизм необычен для химизма вмещающих пород. Из этого следует, что химизм магмы не является единственным контролирующим фактором для выделяющихся твердых фаз. Скорость охлаждения расплава (кинетический фактор) может играть важную роль, особенно тогда, когда возможен более чем один вариант кристаллографического решения.

Специальными исследованиями было показано, что окраска кристаллов титанавгита связана главным образом с ионами Ti^{3+} в октаэдрической координации, наличие которых приводит к абсорбции сине-зеленой части спектра. В этом же направлении действует переход $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$, обеспечивающий наличие плеохроизма как в орто-, так и в клинопироксенах.

Другой разновидностью пироксенов субщелочных и щелочных базитов являются эгирин-авгиты. Они отмечались в субщелочных и щелочных габброидах типа акерита-пуласкита таких интрузивов, как Гремяха-Вырмес, Елетьозеро и др., а также в "Ослоэссекситах" и субщелочных базальтах грабена Осло. Эгирин-авгиты плеохроируют в зеленых тонах, причем в случае эффузивных образований в них часто фиксируется зональность с увеличением эгиринового компонента от центра к периферии зерен.

Таблица 134. Химический состав различных пироксеновых фаз в зональных кристаллах авгита со структурой "песочных часов" и инвертированных пижонитах

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	41,70	43,10	47,30	47,40	43,00	51,88	51,94	51,75	46,61	46,16	48,85
TiO_2	5,40	5,76	2,93	2,84	5,51	0,09	0,08	0,22	0,14	0,13	0,14
Al_2O_3	10,70	10,10	6,27	6,04	9,34	1,00	1,05	1,83	0,34	0,32	0,75
Fe_2O_3	–	–	–	–	–	Нет	Нет	Нет	0,28	0,17	0,18
FeO	7,81*	8,39*	7,07*	7,20*	9,17*	25,85	26,31	9,52	47,03	38,58	26,00
MnO	–	–	–	–	–	0,33	0,43	0,18	0,92	0,86	0,40
MgO	9,54	9,19	12,00	12,30	9,07	20,27	20,31	13,27	3,95	3,84	3,57
CaO	22,90	22,30	22,40	22,40	22,00	1,10	0,48	22,44	0,61	8,12	19,38
Na_2O	0,69	0,77	0,52	0,55	0,94	0,02	0,02	0,42	0,20	0,05	0,36
K_2O	–	–	–	–	–	0,13	0,01	–	0,015	0,05	0,02
Cr_2O_3	0,02	0,04	0,02	0,02	0,03	–	–	–	–	–	–
Сумма	98,00	99,70	98,50	98,70	99,10	100,67	100,63	99,63	100,10	98,28	99,64

* Суммарное железо в форме FeO.

1–5 – составы секторов и зон (номера зон те же, что и на рис.130) в титанавгите со структурой "песочных часов" (Wass, 1973); 6–11 – составы пироксеновых фаз в инвертированных пижонитах из габбро-анортозита (6–8) и мангерита (9–11) Каларского массива (Шарков, 1983_2): 6, 9 – гиперстен-хозяин, 7, 10 – то же, у контакта с ламеллями авгита, 8, 11 – ламелли авгита.

Тренды кристаллизации пироксенов лучше всего видны на пироксеновом четырехугольнике Di–Ged–En–Fs (рис. 131). В процессе эволюции магматических серий закономерно увеличивается железистость пироксенов, что сопровождается исчезновением одних разновидностей и появлением других. Обычно это относится к переходу ортопироксен–пижонит. Как показывают наблюдения, в интрузивах основных и ультраосновных пород собственно ортопироксен в условиях реальных магматических процессов обычно устойчив в интервале Fs_0–Fs_{30-35} (см. рис. 131). В остальных случаях обычно развит инвертированный пижонит. Однако иногда (обычно в лавах известково-щелочной серии) наблюдается сосуществование ортопироксена и пижонита. Очевидно, в подобных случаях это связано с кинетикой кристаллизации, благодаря чему поля кристаллизации этих минералов перекрывают друг друга, чего обычно не наблюдается в интрузивных образованиях, затвердевающих значительно медленее.

Таким образом, характер эволюции пироксенов в пределах генетически единой серии пород лучше изучать на примере интрузивных образований. Расслоенные интрузивы основных и ультраосновных пород иллюстрируют эволюцию пироксенов в процессе дифференциации базальтов нормальной щелочности (см. рис. 131). Для образований известково-щелочной серии в качестве подобного примера может быть охарактеризован тренд эволюции пироксенов Каларского анортозит-монцонитового (мангеритового) интрузива (Шарков, 1983_2). Здесь присутствуют три разновидности пироксенов: 1) первичные ортопироксены с тонкими ламеллями клинопироксена, параллельными (100); 2) ортопироксены с грубыми пластинками клинопироксена, параллельными (001), т.е. инвертированные пижониты; 3) клинопироксены с грубыми ламеллями ортопироксена, параллельными (001), т.е. распавшийся твердый раствор авгита и пижонита.

Результаты многочисленных анализов этих минералов нанесены на пироксеновый четырехугольник (рис. 132). Как видно из диаграммы, состав ортопироксенов варьирует от бронзита до феррогиперстена. В то же время равновесные с ними клинопироксены существенно магнезиальнее, что характерно и для минеральных пар в породах расслоенных интрузивов основных и ультраосновных пород (Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, Богатиков, 1981 и др.).

Были исследованы также составы сосуществующих фаз из инвертированных пижони-

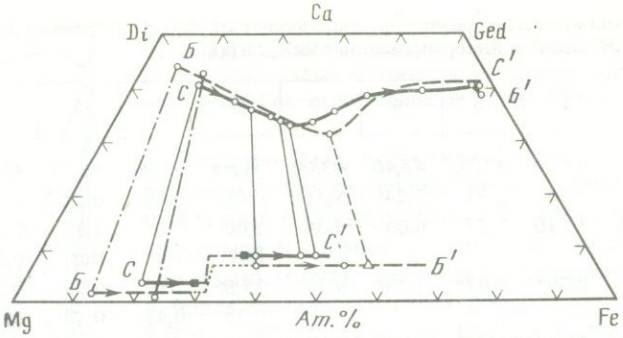


Рис. 131. Тренды кристаллизации пироксенов Скергаардского (*С – С'*) и Бушвельдского (*Б – Б'*) интрузивов (Уэйджер, Браун, 1970). Коннодами соединены сосуществующие фазы

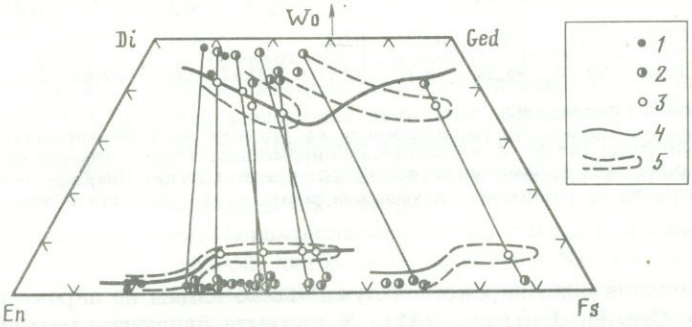


Рис. 132. Диаграмма составов пироксенов в породах Колвицкого и Каларского интрузивов (Шарков, 1983_2)

1 – Колвицкий интрузив; *2* – Каларский интрузив; *3* – реконструированные составы первичных пироксенов; *4* – тренд эволюции состава пироксенов Бушвельдского интрузива; *5* – предполагаемый тренд эволюции состава пироксенов Каларского интрузива

тов габбронорит-анортозитов и кварцевых монцонитов Каларского интрузива. При этом изучался состав гиперстена вдали от ламеллей авгита, в непосредственной близости к ним и состав самих ламеллей (см. табл. 134). Состав гиперстена в непосредственной близкости от ламеллей меняется незакономерно, что, вероятно, свидетельствует о достаточной сложности процесса распада. Привлекает внимание различие в величинах отношения энстатитового и ферросилитового компонентов в фазах, возникших в результате распада твердого раствора. Так, в гиперстене-хозяине из габбро-анортозита это отношение равно 1,06 против 1,89 в ламелле авгита, а из мангерита – 0,15 против 0,18, т.е. авгит всегда более магнезиальный, чем гиперстен. Эти различия уменьшаются по мере возрастания железистости пироксенов.

Ввиду того что при выполнении химических анализов исследовались уже распавшиеся фазы, была предпринята попытка реконструировать первичные составы пижонитов и авгитов, учтя средневзвешенный состав соответствующих минералов. Поскольку, как следует из визуальных наблюдений, ламелли составляют 10–15% объема кристаллов, к составу каждого минерала было добавлено такое же количество сосуществующей с ним фазы. Результаты пересчета были также нанесены на диаграмму (см. рис. 132).

Из диаграммы видно, что примерно при Fs_{30-35} кристаллизация ортопироксена сменяется кристаллизацией пижонита, которая продолжается до Fs_{50-52}. После этого вновь начинает выделяться ортопироксен, который сменяется пижонитом при достижении состава Fs_{75-88}. Таким образом, устанавливается достаточно сложный характер эволюции пироксеновых фаз в процессе фракционной кристаллизации известково-щелочного расплава.

Как было показано выше на примере гавайских лав, пироксены весьма информативны при разделении пород толеитовых, субщелочных и щелочных серий.

А м ф и б о л ы. Наиболее распространенными первичными амфиболами базитов являются бурые до коричневых роговые обманки – керсутит и базальтическая роговая обманка. Как правило, эти амфиболы наблюдаются в субщелочных и щелочных породах и не характерны для образований нормальной щелочности (производных толеитовых магм).

Керсутиты являются членами изоморфного ряда с различным содержанием Mg и Fe^{2+}. Встречаются как в виде фенокристаллов, так и в основной массе субщелочных базальтов, а также в роговообманковых перидотитах, пироксенитах, горнблендитах и габбро интрузивов, возникших при кристаллизации подобных расплавов, в частности сиенит-габбровых. В лавах субщелочной серии весьма обычны находки крупных, нередко оплавленных мегакристаллов керсутита.

К группе базальтических роговых обманок относятся красновато-бурые амфиболы с высоким отношением Fe^{3+}/Fe^{2+} и низким содержанием гидроксила, заметно отличающиеся от остальных роговых обманок оптическими свойствами, в частности большим двупреломлением, углом оптических осей и др. Базальтические роговые обманки являются продуктами нагревания (или остывания) других железосодержащих роговых обманок до 600–800°С в присутствии свободного кислорода (с переходом Fe^{2+} в Fe^{3+}). Поскольку переход роговых обманок в соответствующие базальтические связан с окислением железа, последние иногда называют окисленными роговыми обманками. В природных условиях базальтические роговые обманки образуются при излиянии лав на земную поверхность, обычно за счет окисления керсутита кислородом воздуха.

Очень широко развита обыкновенная зеленая и сине-зеленая роговая обманка в базитах, метаморфизованных в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. В условиях зеленосланцевой фации обычно развивается волокнистый амфибол типа тремолит-актинолита. Химические составы амфиболов приведены в табл. 135.

О к и с л ы. Преобладающей разновидностью окисных минералов в базитах являются минералы группы шпинели – хромит и магнетит; в подчиненном количестве наблюдается ильменит. Эти минералы часто образуют значительные скопления и имеют большое практическое значение.

Шпинели обычно подразделяются на три серии в зависимости от того, какой из трехвалентных ионов (Al, Fe, Cr) входит в состав минерала. Это серии собственно шпинели, магнетита и хромита соответственно.

Собственно шпинели в базитах представлены обычно герцинитом $FeAl_2O_4$ или хромистым герцинитом. Этот минерал зеленого до зелено-бурого цвета наблюдался в качестве кумулятивной фазы в габброидах и ультрамафитах анортозитового комплекса Фискенассет, в троктолитах (оливин-плагиоклазовых кумулатах) и оливиновых норитах (оливин-плагиоклаз-ортопироксеновых кумулатах) Златогорского расслоенного массива основных и ультраосновных пород и в ряде других случаев. Минерал состоит в основном из окислов Fe^{2+} и Al, но часто содержит большие количества Mg, замещающего Fe^{2+}, причем между $FeAl_2O_4$ и $MgAl_2O_4$ (собственно шпинель) существует полная смесимость в твердом состоянии. Промежуточные по составу разновидности обычно называются плеонастом. Кроме замещения $Fe^{2+} \rightleftarrows Mg^{2+}$, могут иметь место замещения $Al^{3+} \rightleftarrows Fe^{3+}$, хотя непрерывный ряд от герцинита до магнетита пока не установлен. В заметных количествах может присутствовать титан. Замещение $Al \rightleftarrows Cr$ может быть непрерывным: между герцинитом и хромитом имеется полная серия твердых растворов. Промежуточная разновидность между герцинитом и хромитом, содержащая заметное количество хрома ($Cr < Al$) и характеризующаяся отношением Fe/Mg, варьирующим от 3 до 1, называется пикотитом.

Типичные составы герцинитов (плеонастов) из комплекса Фискенассет приведены в табл. 136. Здесь они приурочены главным образом к прослоям амфиболитов, обычно содержащих ортопироксен, а также оливин, реже клинопироксен и магнетит. Роговая

Таблица 135. Химический состав первичных амфиболов из пород базитовых ассоциаций

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	39,83	39,01	39,22	39,26	42,21	40,60
TiO_2	2,56	6,05	4,12	4,42	4,27	6,50
Al_2O_3	14,98	13,60	13,02	10,21	10,36	14,00
Fe_2O_3	7,66	5,25	1,60	4,01	–	3,23
FeO	3,78	7,42	12,97	19,30	18,23*	10,23
MnO	–	0,14	0,39	–	0,84	0,15
MgO	14,44	11,73	10,34	7,20	9,12	9,97
CaO	12,39	12,05	12,51	10,40	11,13	11,92
Na_2O	2,27	2,51	2,78	1,79	3,05	2,31
K_2O	1,25	1,11	1,34	1,51	1,62	1,08
H_2O^-	–	0,19	Нет	–	–	0,14
H_2O^+	0,58	0,98	1,55	0,92	–	1,35
Cr_2O_3	–	0,03	–	–	–	0,10
P_2O_5	–	Нет	0,38	0,80	–	–
Сумма	99,74	100,13	100,22	99,82	100,83	100,74

* Суммарное железо в форме FeO.

1 – базальтическая роговая обманка, субщелочной базальт, Гавайские острова (Basaltic volcanism..., 1981); 2–6 – керсутиты: 2 – трахибазальт, Новая Зеландия (Дир и др., 1966), 3 – керсутитовое габбро, Патынский массив (Богатиков, 1979), 4 – габбро-пегматит, Джугджурский массив (Богатиков, 1979), 5 – монцонит, массив Ларвик (The Oslo..., 1978), 6 – керсутитовое габбро (включение в бенморите), хр. Удокан (Киселев и др., 1979).

Примечание. NiO – 0,03; BaO – 0,03% (ан. 2).

обманка амфиболитов представлена зеленой до сине-зеленой разновидностями и, скорее всего, является метаморфической; породы по химизму обычно отвечают базитам (Windley, Smith, 1974).

Хромиты. К этой группе относятся минералы со структурой шпинели, в которых преобладающим трехвалентным ионом является Cr, а двухвалентные ионы представлены либо Mg в магнезиохромите $MgCr_2O_6$, либо Fe^{2+} в хромите $FeCr_2O_6$. Эти крайние члены связаны непрерывными переходами; обычно имеет место замещение $Cr \rightleftarrows Al$. Кроме того, Cr может замещаться на Fe^{3+}.

Хромиты довольно широко распространены в базитах. В качестве вкрапленников они отмечаются в пикритовых базальтах и базальтах нормальной щелочности, в расслоенных интрузивах основных и ультраосновных пород, а также в глубинных включениях в субщелочных базальтах.

Как показал Джексон, в разрезах расслоенных интрузивов они закономерно меняют состав, обогащаясь снизу вверх, как и железо-магнезиальные силикаты, железистым компонентом.

В ряде случаев хромиты содержат мельчайшие включения платиновых минералов, как это, например, установлено Пэйджем для Стиллуотерского интрузива.

Магнетиты. Минералы этой группы наиболее распространены в базитах, особенно субщелочных. Они наблюдаются как в виде вкрапленников и в основной массе различных базальтов, так и в форме кумулятивных и интерстициальных фаз в интрузивных базитах.

Из магнетитовых минералов для изверженных горных пород наиболее характерны собственно магнетит ($Fe^{2+}Fe^{3+}O_4$), магнезиоферрит ($MgFe^{3+}O_4$), ульвошпинель ($Fe_2^{2+}TiO_4$) и якобсит ($MnFe_2^{3+}O_4$). Все они связаны промежуточными разновидностями и образуют непрерывные ряды твердых растворов. Fe^{2+} обычно в той или иной степени замещается Mn и Mg, что приводит к переходу магнетита в якобсит и магнезиофер-

Таблица 136. Химический состав шпинелей, хромитов, магнетитов и ильменитов из пород базитовых ассоциаций

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	0,63	0,84	0,64	0,10	0,22	0,25	0,37	1,23	1,76	0,80	0,45	0,60
TiO_2	0,07	0,01	0,30	0,67	0,43	10,25	16,72	23,69	12,63	8,96	49,47	50,21
Al_2O_3	61,6	52,4	26,6	17,45	16,90	2,19	1,84	0,81	3,35	1,01	0,68	0,30
Fe_2O_3	–	–	–	–	5,30	51,85	41,69	54,01	69,15	51,52	6,85	5,05
FeO	18,9*	23,0*	35,9*	26,12*	16,45	34,36	36,04	18,85	8,56	34,49	40,76	42,85
MnO	0,15	0,18	0,34	–	0,16	0,07	0,13	0,07	0,21	0,12	0,55	0,53
MgO	17,6	15,0	7,55	8,52	12,11	0,01	0,56	0,55	1,04	0,82	0,94	0,53
CaO	0,09	0,21	0,06	0,35	0,04	0,14	0,24	0,25	–	0,18	0,05	0,07
Na_2O	–	–	–	0,04	–	–	–	–	–	–	–	–
K_2O	–	–	–	0,03	–	–	–	–	–	–	–	–
Cr_2O_3	0,13	7,29	26,5	46,98	57,82	0,03	0,05	0,00	–	0,28	0,04	0,04
NiO	0,22	0,35	0,23	–	–	–	–	–	–	–	–	–
V_2O_5	–	–	–	0,41	0,04	1,12	2,46	1,14	1,2	1,2	0,22	0,12
H_2O	–	–	–	–	0,26	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	99,3	99,4	97,9	100,67	99,73	100,29	100,10	100,60	97,90	99,67	100,04	100,30

* Суммарное железо в форме FeO.

1–3 – комплекс Фискенассет (Windley, Smith, 1974): 1 – герцинит, оливин-ортопироксеновый амфиболит, 2 – пикотит, шпинель-ортопироксеновый амфиболит, 3 – хромит, хромитит; 4 – хромит, хромитит, Бушвельдский интрузив (Уэйджер, Браун, 1970); 5 – то же, Стиллуотерский интрузив (Уэйджер, Браун, 1970); 6–8 – титаномагнетиты, комплекс Монче–Чуна–Волчьих Тундр (Юдин, 1980): 6 – рудное габбро, 7 – жила, 8 – рудный габбро-пегматит; 9 – титаномагнетит, Бушвельдский интрузив (Уэйджер, Браун, 1970); 10, 11 – лейкократовый габбронорит, Коростеньский интрузив (Анортозит-рапакивигранитная..., 1978): 10 – титаномагнетит, 11 – ильменит; 12 – ильменит, Корсунь-Новомиргородский интрузив (Анортозит-рапакивигранитная..., 1978).

рит. В структуру магнетита может входить Ti, причем имеется непрерывная серия твердых растворов между магнетитом и ульвошпинелью. Также может иметь место замещение Fe^{3+} ванадием и хромом (рис. 133).

Самый распространенный минерал в базитах – титаномагнетит, представляющий собой твердый раствор магнетита, плеоназта и ульвошпинели. При охлаждении (особенно в интрузивных породах) титаномагнетит распадается с выделением пластинок ульвошпинели, ориентированных параллельно (100), а также пластинок и овальных зернышек плеоназта.

В процессе окисления ульвошпинель часто переходит в ильменит (Богатиков, 1979). Морфологию структур распада в титаномагнетите можно видеть на рис. 134.

Были проведены эксперименты по гомогенизации распавшихся титаномагнетитов Патынского массива. Эксперименты ставились в заполненных ампулах в условиях вакуума при T = 1100–1200°С в течение 7–38 ч. После термообработки определялись их магнитные характеристики. В большинстве случаев наблюдалась полная гомогенизация минералов, причем составы первичных титаномагнетитов, определенные по точке Кюри и по данным химического анализа, практически совпали (Богатиков, 1979).

Ульвошпинель-магнетитовые твердые растворы очень часто содержат пластинки ильменита, которые выделялись на плоскостях (111) шпинели. Долгое время считалось, что они свидетельствуют о существовании обширного твердого раствора между сериями ульвошпинель–магнетит и ильменит–гематит. Однако проведенные экспериментальные исследования (рис. 135) не подтвердили эту точку зрения. В настоящее время наличие ламеллей ильменита объясняется или окислением ульвошпинели в процессе остывания изверженных пород, или совместной кристаллизацией этих мине-

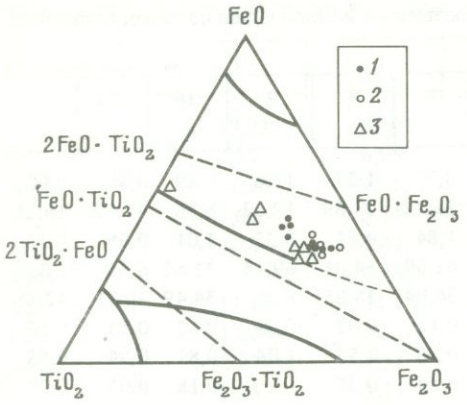


Рис. 133. Трехкомпонентная диаграмма TiO_2–FeO–Fe_2O_3 (Богатиков, 1979)

1, 3 – составы природных ульвошпинельсодержащих титаномагнетитов: *1* – Кольского полуострова, *2* – Урала, *3* – Восточной Сибири; пунктирной линией обозначены серии твердых растворов

ралов. Под микроскопом в аншлифах переход ульвошпинели в ильменит можно установить по смене окраски и неоднородному угасанию зерен в поляризованном свете.

Баддингтон (Buddington, Lindsley, 1964) высказал предположение, что состав титаномагнетита целиком зависит от температуры и мало – от давления. На основе этого заключения от предложил геотермометр, составленный эмпирически по количеству TiO_2, входящего в титаномагнетит. Такая зависимость действительно устанавливается в ряду гнейс–гранит–габбро–долерит–базальт. Однако как отмечал и сам Баддингтон, в дифференцированных интрузивах нередко наблюдается и обратная картина: с падением температуры количество TiO_2 в титаномагнетите возрастает. Это хорошо видно и на примере Патынского интрузива, где титаномагнетит наиболее высокотемпературных фракционатов имеет состав $Fe_{2,5}Ti_{0,5}O_4$, а самых поздних – $Fe_{2,25}Ti_{0,75}O_4$ (Богатиков, 1979). Аналогичная закономерность была установлена А.И. Альмухамедовым для траппов Сибири и Н.С. Муравьевой и др. (1980) для базальт-риолитовых комплексов Исландии.

Позже Баддингтон и Линдсли усовершенствовали этот термометр, отградуировав его с учетом парциального давления кислорода. Однако температура кристаллизации габброидов, определенная по этой же диаграмме (700–800°С), оказалась слишком низка для магматической кристаллизации (1100–1250°С). Очевидно, это можно объяснить как миграцией ильменита из титаномагнетита с образованием отдельных гранул при охлаждении породы, так и более поздними процессами окисления – переходом ульвошпинели титаномагнетита в ильменит. Таким образом, даже усовершенствованный титаномагнетитовый геотермометр пока еще не может считаться достаточно надежным.

Согласно экспериментальным данным (Hill, Roeder, 1974 и др.), в процессе кристаллизации базальтовых расплавов образуется целая серия твердых растворов от титаномагнетита до хромита. Это подтверждается и наблюдениями в реальных магматических породах. Так, например, в субщелочных базальтах Исландии были установлены зональные кристаллы с хромитовым ядром, постепенно переходящим в хромсодержащий титаномагнетит в периферических участках зерен (Муравьева и др., 1980).

Вместе с тем, по данным Хилла и Редера, при умеренной фугитивности кислорода (от 0,5 до 11,0), характерной для толеитовых базальтов, между кристаллизацией хромита и титаномагнетита наблюдается существенный разрыв (см. рис. 135). Согласно данным этих исследователей, низкое содержание хрома в базальтовом расплаве (порядка 160 г/т) обусловливает его быстрый расход в процессе кристаллизации, который усиливается при одновременном выделении клинопироксена – второго концентратора хрома после хромита. Начало выделения клинопироксена резко сокращает количество Cr_2O_3 в расплаве, и кристаллизация хромита прекращается. При дальнейшем снижении температуры в процессе фракционной кристаллизации расплав обогащается железом вплоть до концентраций, когда становится возможной кристаллизация титаномагнетита. К этому же результату должно приводить увеличение фугитивности кислорода, вызывающее повышение активности окисного железа, которое играет более важную роль в стабилизации шпинели, чем незначительное содержание хрома.

Эти данные полностью согласуются с результатами изучения распределения шпинелевой рудной минерализации в ряде расслоенных интрузивов, таких, как Маскокс,

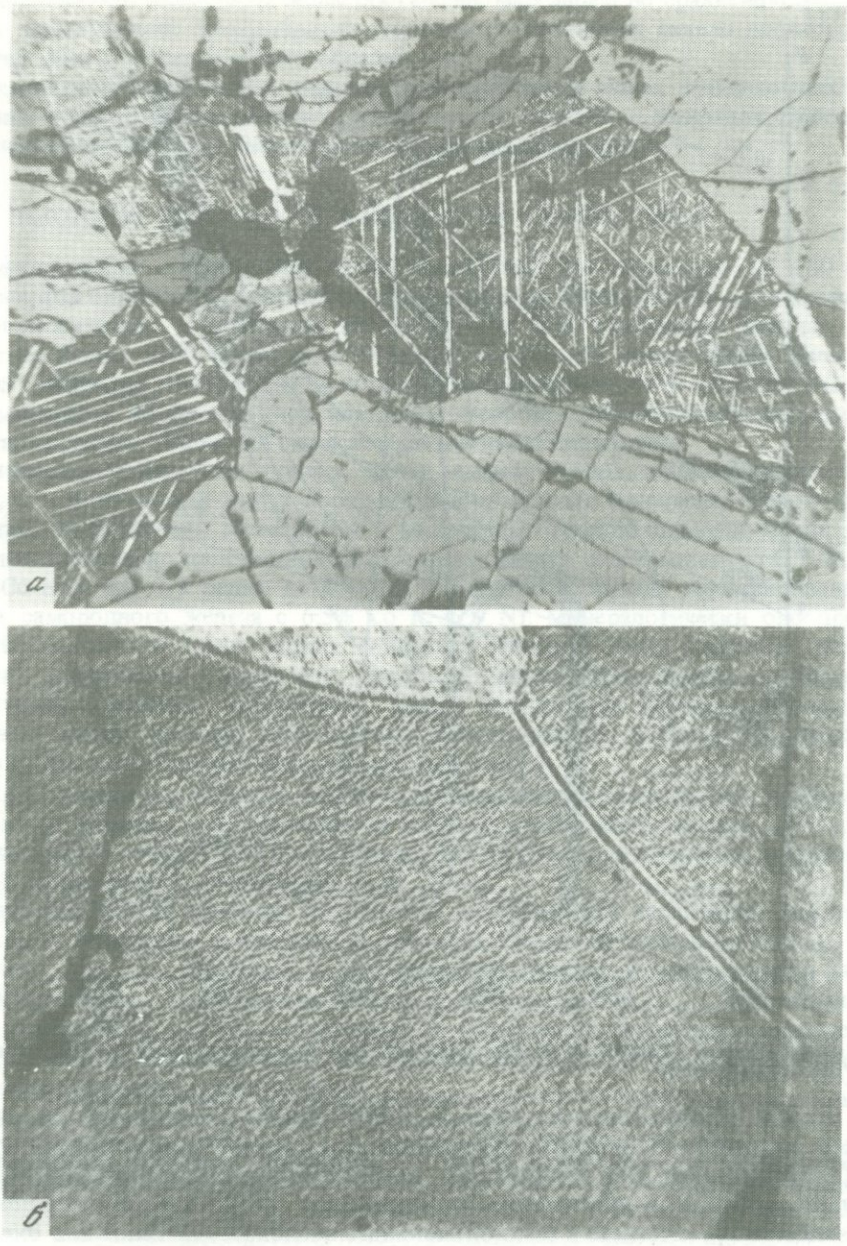


Рис. 134. Структуры распада твердого раствора в титаномагнетитах Патынского (*а*) и Кизирского (*б*) интрузивов (Богатиков, 1979)

а – пластинки ильменита (светлое) в магнетите (темное); мелкие светлые пластинки – ульвошпинель; полированный шлиф, увел. 40; *б* – тонковолокнистая и эмульсионная структура распада ульвошпинели (светлое) в титаномагнетите; полированный шлиф, увел. 320

Стиллуотер и др. Присутствие хромита вплоть до промышленных концентраций в нижних частях интрузивов и титаномагнетита – в верхних при наличии значительного перерыва между ними соответствует модели Хилла–Редера и свидетельствует о том, что $\lg f_{O_2}$ в исходном расплаве не превышал 0,5. В Бушвельдском интрузиве этот разрыв значительно меньше, что, вероятно, свидетельствует о более высоком окисли-

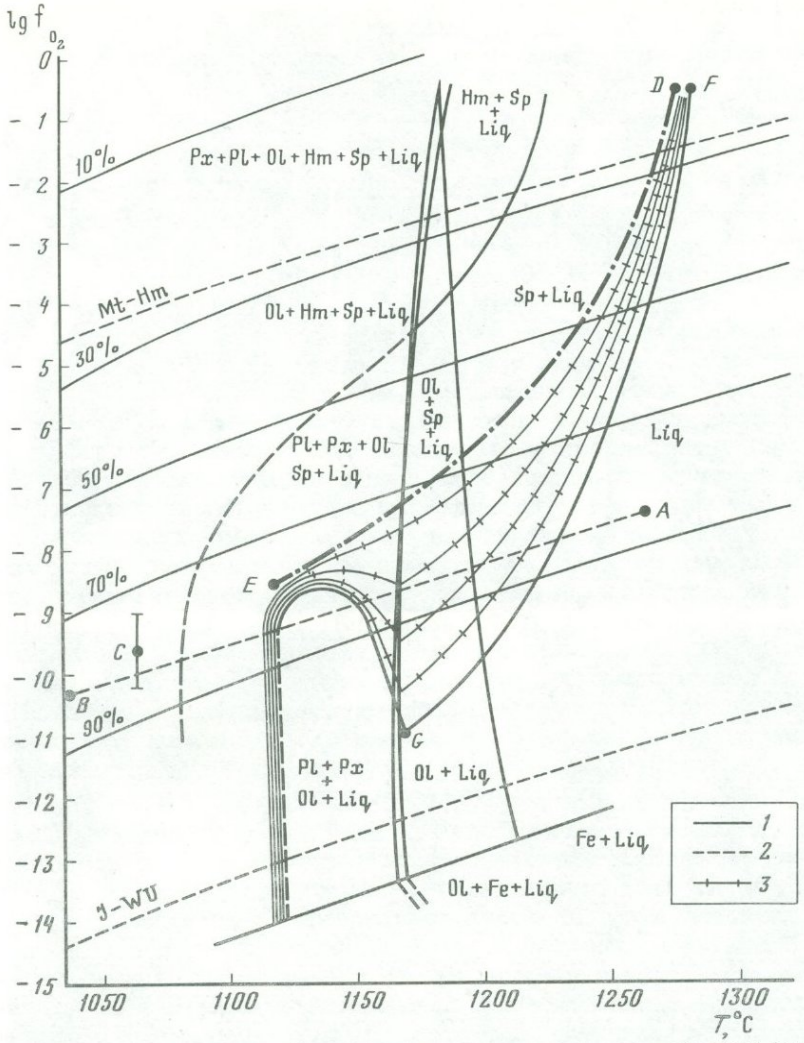


Рис. 135. Кристаллизация шпинели из базальтового расплава в условиях различной фугитивности кислорода (Hill, Roeder, 1974)

1 — мольные проценты FeO; *2* — магнетит-гематитовый (Mt-Hm) и железо-вюститовый (J-Wu) буферы; *3* — в поле шпинели — относительное возрастание количества шпинели по мере падения температуры и возрастания фугитивности кислорода; *A—B* — последовательность кристаллизации в интрузивах основных и ультраосновных пород; *C* — фугитивность кислорода, замеренная в базальтах лавового озера Килауэа; *D—E* — ликвидус шпинели при минимальном содержании хрома в расплаве; *F—G* — то же, при максимальном содержании хрома

тельном потенциале исходного расплава. Очевидно, еще выше фугитивность кислорода была в субщелочных базальтах Исландии, упомянутых выше.

Ильменит ($FeTiO_3$) также широко распространен в базитах, особенно в субщелочных базальтах и габбро, а также в базитах, ассоциирующих с гранитами рапакиви. Весьма обычен он в качестве структур распада в титаномагнетитах. Ильменит содержит ограниченные количества Mg и Mn, и его формулу надо было бы писать $(Fe, Mg, Mn)\cdot TiO_3$. Типичные составы ильменитов из массивов анортозитов-рапакиви приведены в табл. 136.

Некоторые ильмениты, в частности ильмениты интрузивных пород палеорифта Осло, согласно Нейманн, содержат высокие (до 30%) концентрации MnO. При этом

установлено, что ильмениты более обогащены марганцем по сравнению с сосуществующими магнетитами; концентрация марганца в ильменитах сильно варьирует от зерна к зерну даже в пределах одного образца.

Вкрапленники ильменита нередко наблюдаются в лавах субщелочных базальтов, но чаще в породах более кислого, чем базальты, состава, – андезитах, дацитах и риолитах, например в породах базальт-риолитовой серии Исландии.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ БАЗИТОВ ЛУНЫ[1]

Исследователями минералогии Луны отмечается, что "примерно из 100 описанных лунных фаз около 60 – достоверно установленные минералы, 14 – идентифицированы предположительно, а остальные не определены или определены неточно. На Земле известно более 2200 минералов. С минералогической точки зрения Луна – убогое место" (Фрондел, 1978, с. 24). В то же время обнаружены и не свойственные Земле новые минералы, такие, например, как пироксферроит – обогащенный железом пироксен, и транквилитиит – сложный силикат железа, титана и циркония.

Главными минералами лунных, как и земных базитов, являются плагиоклаз, пироксен, а в оливиновых видах пород и оливин. Рудные минералы, аналогично земным базитам, представлены ильменитом и минералами группы шпинели. Среди редких минералов характерно присутствие самородного железа, содержащего от 0,7–2,5 редко до 19% Co и от 0,8–1,5 редко до 23% Ni. В единичных случаях зафиксированы крупные зерна самородного железа с 6,5% Co и 37% Ni. Минералогически оно представлено обычно камаситом. Среди редких минералов отмечены также бадделеит, рутил, армалколит[2], цирконолит (циркелит), витлокит, апатит, халькопирит, кубанит, троилит, макинавит, тридимит, кристобалит, кварц. Встречаются барийсодержащие калиевые полевые шпаты (обычно наблюдаемые в мезостазисе), в частности они характерны для высокоглиноземистых оливиновых базальтов.

П л а г и о к л а з. Полевые шпаты в лунных базитах представлены преимущественно высококальциевым плагиоклазом достаточно стабильного состава (An_{70-100}), что отличает их от земных плагиоклазов, характеризующихся широким диапазоном содержаний анортитовой составляющей.

Наиболее низкие значения анортитовой составляющей характерны для лунных плагиоклазов базальтов, в которых ее значения обычно не превышают An_{90}, а чаще составляют An_{70-85}. Наоборот, в плутонических базитах, в особенности в анортозитах, преобладает An_{85}, часто отмечается плагиоклаз состава An_{90-100}. Большая часть лунных плагиоклазов охватывает интервал от кальциевого битовнита до натриевого анортита, хотя были зафиксированы почти чистые анортит и лабрадор. В единичных случаях встречены андезины и даже альбиты.

Лунные плагиоклазы обычно более светлые, чем аналогичные земные, почти без продуктов изменения. Размер зерен колеблется от 0,05 до 3 мм; форма плагиоклазов таблитчатая, уплощенно-призматическая, пластинчатая или изометричная. Кристаллы плагиоклаза сдвойникованы чаще всего по альбитовому и карлсбадскому законам. Нередко они зональны. Кристаллизация плагиоклаза в базальтах происходила из расплава вблизи лунной поверхности или на ней. Отмечаемые генетические соотношения между оливином и плагиоклазом (An_{91-96}), например в микротроктолите 62295, указывают на быструю кристаллизацию породы. Полые лейсты плагиоклаза образуют взаимопрорастания с полыми кристаллами оливина, а переплетения собранных в пучки выделений этих минералов слагают участки размером от 20 до 100 мкм (Фрондел, 1978).

Содержание модального плагиоклаза колеблется в зависимости от вида породы

---

[1] Раздел написан О.А. Богатиковым, В.И. Гоньшаковой, Д.И. Фрих-Харом.

[2] Новый минерал, хотя это и лунный аналог земной фазы (Фрондел, 1978).

Таблица 137. Химический состав главных лунных минералов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	45,40	45,77	50,15	43,36	47,30	49,48	46,0	47,0	53,83
TiO_2	0,03	0,05	–	0,04	3,2	1,54	0,96	0,37	0,37
Al_2O_3	34,93	34,35	31,18	36,04	3,2	1,99	0,87	0,26	0,49
FeO*	0,14	0,30	0,66	0,08	5,6	22,52	39,0	41,7	23,02
MnO	–	–	–	–	0,18	0,47	0,65	0,76	0,42
MgO	0,24	0,14	–	0,07	24,7	12,63	1,90	3,8	21,69
CaO	18,82	18,45	14,50	19,34	14,8	11,41	9,87	5,4	0,89
Na_2O	0,85	1,01	2,69	0,32	0,4	–	0,03	0,01	0,01
K_2O	0,14	0,20	0,19	0,05	–	–	–	–	–
Cr_2O_3	–	–	–	–	1,31	0,34	0,08	0,04	0,35
Сумма	100,55	100,27	99,37	99,30	100,69	100,38	99,36	99,34	101,07

*Суммарное железо в форме FeO.

1, 2 – зональный кристалл натриевого анортита (An_{92}) из KREEP-базальта (обр. 14310): 1 – ядро, 2 – наружная кайма; 3 – богатые натрием лейсты битовнита (An_{72}) из порфирового базальта (обр. 68415/37); 4 – анортит ($An_{96,5}$) из анортозита (обр. 15415/220); 5 – магнезиальный авгит из базальта (обр. 14162); 6 – субкальциевый авгит из базальта ("АЛС"-16, обр. G 38/2); 7 – феррогавгит из крупнозернистого долерита (обр. 14053); 8 – магнезиальный пироксферроит из базальта (обр. 12021); 9 – пижонит (клиногиперстен) ("АЛС"-24, обр. К-4); 10 – глиноземистый бронзит из KREEP-базальта (обр. 14310/20); 11 – бронзит из анортозита ("АЛС"-20, обр. 928-1); 12 –

(см. главу 6). В меланобазитах (пикробазальт, оливиновый базальт, меланогаббро) его количество не превышает 30%, достигая лишь в троктолитах 60%. В мезо- и лейкобазитах содержание плагиоклаза всегда выше 30%; в анортозитах оно достигает 85–100%. Иногда в лунных плагиоклазах присутствуют включения. Так, например, фрагменты анортозитов из пробы "Луны-24", по данным Н.А. Ашихминой, О.А. Богатикова, Д.И. Фрих-Хара и др., сложены преобладающим по объему анортитом ($An_{94-96}Ort_{0,1-0,4}$) с мелкими включениями феррогортонолита (Fe_{75}) и хромита. Иногда в подобных породах наблюдается микроструктура распада твердого раствора (фрагмент 24.1.10.1).

В табл. 137 приведены химические составы плагиоклазов из наиболее распространенных на Луне базальтов и анортозитов. Сравнение химического состава лунных и земных плагиоклазов показало, что первые характеризуются избыточным количеством SiO_2 и дефицитом алюминия. По величине отношения Al/Si лунные плагиоклазы наиболее близки к земным вулканическим.

Набор элементов-примесей в лунных плагиоклазах ограничен, хотя он и различается в зависимости от вида пород и места взятия образца. Так, например, в плагиоклазах из образцов, доставленных станцией "Луна-20", содержится мало железа (< 0,3% FeO). В плагиоклазе из порфирового базальта (обр. 12050) примесь FeO достигает 1,6%.

Наиболее широко распространенными элементами-примесями в плагиоклазах являются Rb и Sr. Содержания первого колеблются от 0,078–0,686 в разных образцах базальтов и габбро до 2,050–6,54 г/т в полимиктовой породе, богатой KREEP-компонентом. Содержания Sr для тех же пород составляют 244,6–340,8 и 169,6–185,8 г/т соответственно (Фрондел, 1978).

Пироксен. В лунных базитах это наиболее широко распространенный темноцветный минерал. Его содержание в вулканических породах колеблется от 35 до 60%. В плутонических меланогабброидах оно обычно выше 45–50% и лишь в анортозитах опускается до нескольких процентов. Пироксены в основном представлены клинопироксенами.

Среди ортопироксенов преобладают магнезиальные разновидности. Состав зерен непостоянен даже в объеме одного образца (рис. 136). В пикробазальтах состав кли-

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
52,84	56,6	37,5	30,1	39,1	–	0,39	–	0,40	–	–
0,73	0,04	0,09	0,23	0,09	52,4	52,66	20,90	25,12	17,4	9,3
3,21	1,49	0,05	0,10	0,26	–	0,10	8,61	6,23	10,1	11,0
11,65	9,03	25,5	67,5	19,0	46,4	44,62	42,10	40,71	39,5	35,6
0,25	0,09	0,30	0,85	0,14	0,4	0,32	0,25	0,34	0,30	0,3
27,35	31,3	36,5	0,25	41,3	–	0,83	4,23	5,72	5,0	3,1
3,20	1,42	0,33	0,81	0,34	–	0,12	0,03	0,1	–	–
–	–	–	–	–	–	0,01	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	0,03	–	–	–	–
0,60	0,44	0,21	0,07	0,20	0,1	0,38	23,5	21,40	26,6	39,3
99,83	100,41	100,48	99,91	100,43	99,3	99,46	99,62	100,02	98,9	98,6

форстерит из оливинового базальта (обр. 10020/40); 13 – фаялит из морского базальта ("АЛС"-20, обр. 528-34); 14 – форстерит из троктолита (обр. 60215/13); 15 – ильменит из порфирового базальта (обр. 12052); 16 – то же, из KREEP-базальта (обр. 14310); 17 – хромовая ульвошпинель (Haggerty et al., 1970); 18 – хромовая шпинель (Agrell et al., 1970); 19 – титановый хромит (Camron, 1971); 20 – алюминиево-титановый хромит (Cameron, 1971).

Примечание. Ан. 1–16 – по Д. Фрондел (1978).

нопироксена отвечает $Wo_{32-37}En_{23-27}Fs_{35-46}$; он представлен пижонитом и клиногиперстеном.

В оливиновых базальтах клинопироксен более неоднороден по составу ($Wo_{2-46}En_{51-82}Fs_{14-55}$); он представлен пижонитом, клиногиперстеном, субкальциевым авгитом, реже ферроавгитом[1]. Кристаллизация клинопироксена (Green et al., 1971) происходила при температуре около 1190°С (обр. 12009, "Апполон-12").

В базальтах и долеритах клинопироксен чаще всего соответствует пижониту, субкальциевому авгиту, авгиту, реже ферроавгиту ($Wo_{5-35}En_{41-49}Fs_{20-35}$). Содержание его иногда достигает 60%. В базальтах фенокристаллы нередко представлены крупным зональным магнезиальным пижонитом с оболочкой из авгита и ферроавгита. Содержание фенокристаллов пироксена достигает 36–44%. Следует отметить, что в земных базитах клинопироксен крайне редок; для лунных же пород это характерный минерал. Он встречается практически во всех видах базальтов – от пикробазальтов до лейкобазальтов, в последних – это главный минерал.

Весьма специфичным и характерным минералом лунных базитов (в частности, базальтов и габбро) является не отмеченный в земных породах пироксферроит ($(Fe_{0,83}Ca_{0,13}Mg_{0,02}Mn_{0,02})SiO_3$, структурно идентичный земному пироксмангиту, но отличающийся от последнего малым содержанием марганца. Он образуется на поздней стадии кристаллизации расплава после пироксенов. Этот минерал особенно широко предотавлен в ильменитовых (высокотитанистых) видах базальтов, не имеющих аналогов на Земле. Для последних, кроме того, характерны наиболее железистые клинопироксены – ферроавгиты и феррогеденбергиты. Пироксферроит обнаружен также в габбро и микрогаббро.

Ортопироксены, как отмечалось, в базальтах редки. Они встречаются в двупироксеновых базальтах (KREEP), где представлены только высокомагнезиальными разностями. Для лунных норитов и анортозитов характерны высокомагнезиальные клинопироксены и ортопироксены, а для габбро и оливиновых габбро – более железистые клинопироксены.

[1] Названия минералов даны в соответствии с их положением на четырехкомпонентной диаграмме Фрондел (1978).

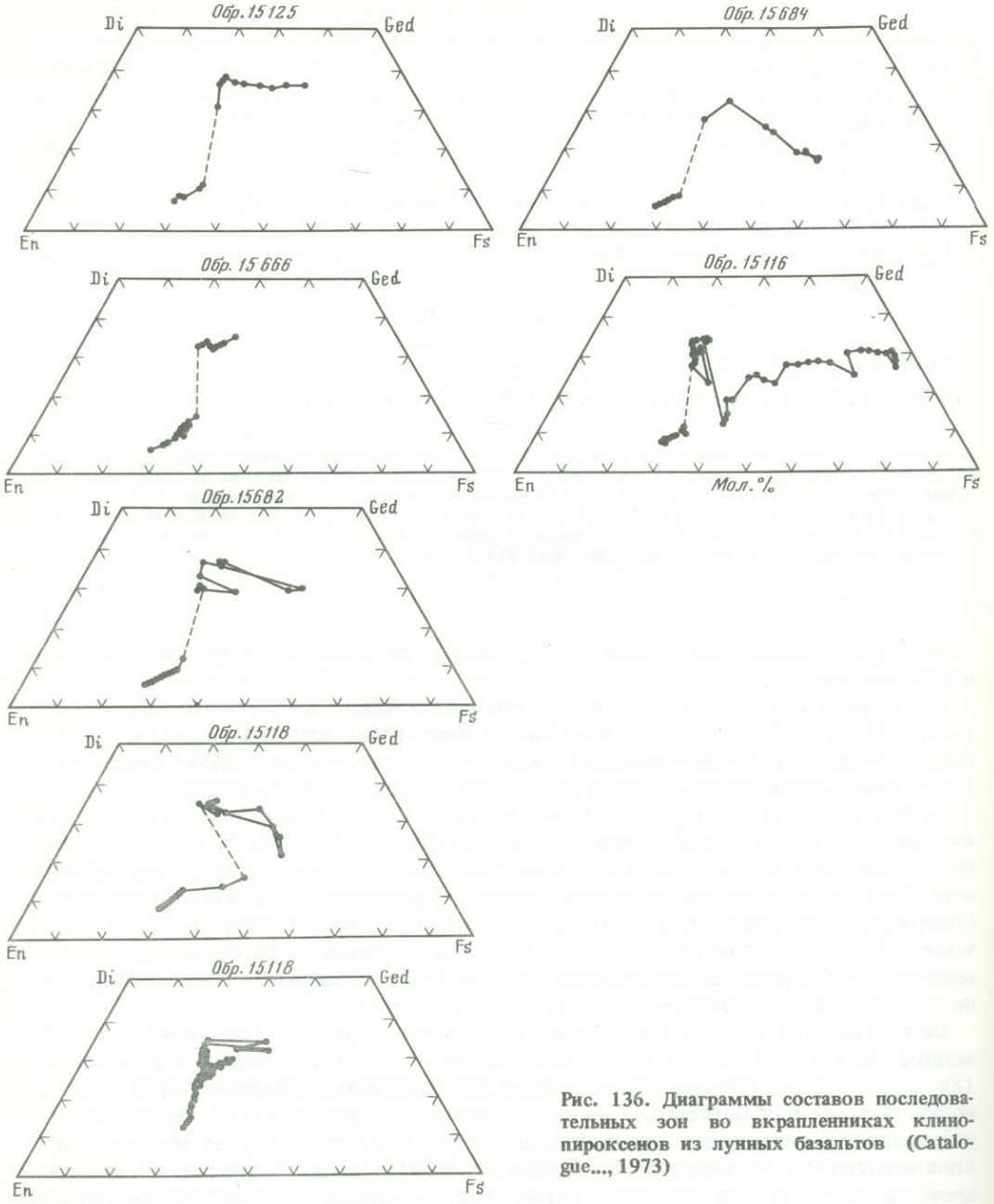


Рис. 136. Диаграммы составов последовательных зон во вкрапленниках клинопироксенов из лунных базальтов (Catalogue..., 1973)

Форма пироксена зависит от класса породы – вулканического или плутонического. В вулканических породах клинопироксены обычно ксеноморфны, но иногда образуют идиоморфные призмы. В плутонических породах они гипидиоморфны, реже идиоморфны. Иногда пироксены образуют срастания с оливином и плагиоклазом. Окраска их разнообразна – от светло-розовых до темно-красновато-коричневых и даже густо-фиолетовых; отмечаются бесцветные, желтые и зеленовато-желтые зерна. Плеохроизм слабый. Нередко пироксены образуют пойкилитовые включения в плагиоклазе, и, наоборот, иногда сами содержат включения последнего, а также ильменита.

Таблица 138. Состав и содержание оливина в лунных и земных базитах (Cataloque..., 1973; Магматические горные породы. Классификация..., 1983)

Порода	Состав (Fa)		Содержание, об. %	
	лунные	земные	лунные	земные
Пикробазальт, пикродолерит	35–65	10–25	17–34	15–45
Оливиновый базальт, оливиновый долерит	30–70	15–50	9–13	5–15
Базальт, долерит	30–65	25–55	4	2–5

Наблюдаемая в пироксенах базальтов непрерывная зональность объясняется исследователями обеднением расплава магнием при росте минерала в закрытой системе. Своеобразную зональность субкальциевых клинопироксенов в микрогаббро связывают с процессом фракционирования магмы. В лейкогаббро (габбро-анортозите, обр. 68415) зональность клинопироксенов меняется от магнезиального пижонита, окаймляющего оливин, до ферроавгита, окруженного каемкой светлого стекла. В брекчированном лейкогаббро (габбро-анортозите, обр. 77017) авгит и пижонит характеризуются зональностью. Наблюдаемая в пироксенах базальтов зональность типа "песочных часов" объясняется быстрым ростом кристаллов в условиях переохлаждения. Характерной особенностью лунных клинопироксенов в отличие от земных является, по данным Холлистера и др., весьма малое (до полного отсутствия) количество в них включений окислов и сульфидов.

Авгитовые пироксены кристаллизовались позже оливинов, но раньше плагиоклазов или одновременно с ними, о чем свидетельствуют вростки этих минералов в пироксенах.

Характерно, что лунные пироксены (см. табл. 137) имеют резко колеблющееся содержание TiO_2 – от 0,26–1% в пироксферроитах до 3% в авгитах и 4,93–8,77% в титанавгитах и салитах (Фрондел, 1978). Отмечается повышенное количество хрома в лунных авгитах по сравнению с земными.

Лунные ортопироксены существенно магнезиальны; содержание в них MgO колеблется в небольших пределах (27–34%), в то время как количества примесных компонентов – Al_2O_3, TiO_2, Cr_2O_3 – весьма изменчивы. Так, содержание Al_2O_3 меняется от 0,09 до 5,1, TiO_2 – от 0,01 до 0,78, а Cr_2O_3 – от 0 до 0,62% (Фрондел, 1978).

Оливин. Оливины содержатся в оливиновых видах базитов (Ol > 10%) и представляют собой одну из наиболее ранних фаз кристаллизации. Количество оливинов колеблется в зависимости от вида пород (табл. 138). В лунных базальтах в отличие от земных пород не наблюдается закономерного увеличения железистости в оливине с понижением основности пород (см. табл. 138). Во всех выделенных видах лунных пород состав оливина достаточно постоянный. Это обычно магнезиальный оливин с содержанием железистой составляющей от 30 до 50%.

В анортозитах и микрогаббро "АЛС-24" отмечаются железистые оливины (Fa_{75-93}), кристаллизующиеся в противоположность базальтовым не на ранней, а на средней и даже поздней стадии кристаллизации расплава. По данным Грина и др. (Green et al., 1971), кристаллизация оливина в базальтах происходила при 1230° С.

Высокомагнезиальный оливин образует аллотриоморфные, гипидиоморфные, редко идиоморфные зерна. Длина их колеблется от 0,5 до 3 мм. В оливиновом базальте оливин ассоциирует с кристобалитом (Фрондел, 1978), что не характерно для земных пород. Такие оливины окружены авгитовыми каемками, причем изменение состава происходит постепенно, что свидетельствует о медленно протекающей реакции между оливином и расплавом. Оливин промежуточного состава встречается в поздней ассоциации с кристобалитом и самородным железом.

В лунных габброидах оливин обычно образует аллотриоморфные и неправильные зерна. Они расположены в интерстициях между лейстами плагиоклаза или внутри зерен пироксена, реже плагиоклаза, что свидетельствует о более ранней кристаллизации оливина. В шпинелевом троктолите, по данным Волкера и др., оливин содержит включения шпинели, указывающие на ее более раннее выделение из расплава.

Окраска оливинов – от бесцветной до лимонно-желтой, желтовато-зеленой и бледно-зеленовато-желтой. О влиянии ударной деформации свидетельствует часто наблюдаемая в оливинах мозаичная структура. Особенностями их состава являются высокая магнезиальность и повышенное сравнительно с земными оливинами содержание кальция и хрома (см. табл. 137). Отмечаются примеси Ni, Mn, Ti и Al.

Ильменит. Это широко распространенный (после плагиоклаза, пироксена и оливина) в лунных магматических породах минерал, иногда составляющий до 20% их объема. Обычно он содержит примесь MgO. В пустотах некоторых базальтов зерна ильменита достигают 5 мм в длину и 0,5 мм в ширину. Он часто встречается совместно с окислами, самородным железом, пироксеном, плагиоклазом, троилитом, а также в ассоциации с фаялитом, кристобалитом и стеклом. Зерна его ксеноморфные, гипидиоморфные, идиоморфные. Иногда ильменит содержит прожилки (~2 мкм) самородной меди и тонкие пластинки троилита. Ильменит формировался на всех этапах кристаллизации расплавов. По Фрондел (1978), он мог образоваться как первичная кристаллическая фаза, как продукт субсолидусного восстановления Cr-Al ульвошпинели, в результате распада твердого раствора хромового плеоназта и, наконец, как фаза распада твердого раствора в пироксене.

Химический состав лунного ильменита (см. табл. 137) близок к стехиометрическому; он содержит также небольшое количество хрома, алюминия, марганца в виде изоморфных примесей. В некоторых образцах отмечено присутствие гейкилитового компонента. В магниевом ильмените содержание MgO достигает 9,63%. Такой ильменит, по Брауну и др., характерен для раскристаллизованных стекол в брекчиях. Параметры кристаллической решетки лунного и земного ильменита аналогичны.

Шпинели. В лунных породах эта группа минералов распространена. Их слагают следующие основные компоненты: хромит ($FeCr_2O_4$), ульвошпинель (Fe_2TiO_4), герцинит ($FeAl_2O_4$) и "собственно шпинель" ($MgAl_2O_4$). Пикрохромит ($MgCr_2O_4$) входит в состав лунных шпинелей в меньших количествах. Образованные этими компонентами минералы представлены хромовой ульвошпинелью, титановым хромитом, алюминиевым хромитом и хромовым плеонастом (см. табл. 137). Имеющиеся материалы (Гоньшакова и др., 1974) указывают, что данная группа шпинелидов наблюдается и в некоторых наиболее глубинных земных породах, например в ультраосновных брекчиях Восточного Приазовья. Предполагается, что образование хромшпинелидов происходило на глубине в протомагматическую стадию вместе с оливином, в зерна которого они часто заключены. Титановые хромиты являются большой редкостью для земных пород. Наличие в глубинных земных ультрабазитах хромшпинелидов, по составу близких лунным хромшпинелидам (TiO_2 0,11–47,25; Cr_2O_3 11,76–61,5; FeO 11,4–49,0; Al_2O_3 0–12,6; MgO 1,8–16,7%), может свидетельствовать о том, что некоторые из них кристаллизовались на глубине, а затем были вынесены в виде фенокристаллов в поверхностные и близповерхностные зоны лунной коры. По параметрам элементарной ячейки лунные хромшпинелиды весьма сходны с земными; они попадают в область составов изоморфного ряда хромит–ульвошпинель, подтверждая существование изоморфных фаз (Гоньшакова и др., 1974).

На Луне зерна хромита в виде наиболее ранних образований наблюдаются, помимо оливина, в пироксене и троилите. Встречается также хромит ("Луна-20") в виде вторичного минерала, сформировавшегося из ильменита в результате распада твердого раствора; в этом случае он тесно ассоциирует с ориентированными тонкими пластинками рутила. Хромит иногда образует клиновидные пластины, пронизывающие кристаллы ильменита, идиоморфные кристаллы или неправильные включения. Размер

зерен хромшпинелидов от 5 до 200 мкм в поперечнике. Хромитовые ядра часто имеют светлый жемчужно-серый цвет; иногда они окаймлены розовато-серовато-коричневой хромовой и алюминиевой ульвошпинелью. Хромиты имеют голубые и серые цвета и изотропны. Алюминиевый темно-серый хромит непрозрачен и оптически однороден. Титановые хромиты голубые или серые, при высоком содержании титана оливково-зеленые, коричневые, розовые; обычно анизотропны. Хромовые ульвошпинели однородны, они бурые, коричневые, оливково-зеленые, розовые.

Подводя итог описанию главных породообразующих минералов основных пород Луны, подчеркнем их принципиальное подобие земным минералам. Следует отметить наличие вариаций в составе минералов, отобранных из разных точек лунной поверхности, и относительно малое количество в них примесей. Недавние исследования Н.А. Ашихминой, О.А. Богатикова и др. (1983) показали наличие в лунных породах сохранившихся от воздействия ударных процессов реликтовых минералов, содержащих летучие компоненты. Эти находки весьма важны, поскольку в настоящее время сложилось представление, что летучие компоненты не играли существенной роли в лунном магматизме.

Одним из летучих элементов, игравших существенную роль в лунном минералообразовании, является сера. На Луне выявлены, хотя и в незначительных количествах, разнообразные сульфиды: троилит, пирротин, макинавит, халькопирит, пентландит, кубанит, борнит, талнахит, халькозин, сфалерит, ольдгамит. Троилит встречается в виде тончайших прожилков или округлых зерен (1–5 мкм) в сложных оливин-плагиоклазовых и ильменит-плагиоклаз-пироксен-оливиновых фрагментах и рассматривается в качестве продукта кристаллизации несмешивающегося сульфидного расплава. Совместно с троилитом часто идентифицируются халькопирит и кубанит, а также пирротин, образующий тесные сростки с плагиоклазом битовнит-анортитового состава. Все это свидетельствует об эндогенном происхождении этих минералов.

Стеклянные шарики оранжевой почвы (сбор экспедиции "Аполлон-16"), представляющие собой результат фонтанирования и разбрызгивания изливающейся лавы, покрыты пленкой с повышенной концентрацией фтора, натрия, серы, хлора и цинка. Эта пленка могла сформироваться при конденсации эндогенного фумарольного вещества, что подтверждается зональностью в распределении серы по глубине шарика.

Участие хлора в лунном петрогенезисе подтверждается наличием микровакуолей в стеклах из пироксенов пробы "Луны-20". В них обнаружены галит, сильвин и ольдгамит, а в составе стекол отмечаются калий, натрий и хлор. Эти стекла, вероятно, представляют собой включения расплава, из которого кристаллизовался пироксен.

Гидроксилсодержащие минералы редки среди лунных образований. Здесь отмечаются гидроокислы железа – гетит и акаганеит $FeO(OH)$, чрезвычайно неустойчивый в земных условиях. Минералы захоронены в стекловатых фрагментах, иногда в ассоциации с муассанитом, камаситом, вюститом, сильвином, галитом.

Во фрагментах пород дунит-троктолитовой серии обнаружен и амфибол. В ортопироксене наблюдались сростки амфибола и рудного минерала. Амфибол относится к субкальциевой глиноземистой магнезиальной роговой обманке; рудный минерал представлен хромистым магнетитом и магнетитом. Во фрагментах пород, доставленных аппаратами "Аполлон", обнаружены магнезиоарфведсонит, а также алюмочермакит и керсутит.

Таким образом, наличие в породах Луны реликтовых минералов магматогенного происхождения, сохранившихся от импактных процессов, свидетельствует об участии в лунном магматическом процессе серы, хлора, а также, по-видимому, воды и других летучих.

На Луне широко распространены самородные элементы. Кроме самородного железа, обнаружены самородный алюминий, цинкистая медь, графит. Они встречаются в парагенезисах, отвечающих собственно магматическим образованиям, и, по-видимому, отражают восстановительную обстановку, которая существовала при кристаллизации лунного магматического вещества.

Глава 9

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОХИМИИ И ГЕОХИМИИ БАЗИТОВ

Как было показано в предыдущих разделах, основные породы (базиты), как правило, входят в состав в различной степени дифференцированных серий. В настоящее время уверенно выделяются пять таких серий: толеитовая, известково-щелочная, субщелочная, шошонитовая (калиевая субщелочная) и щелочная (K, Na и K-Na). Они могут проявляться в условиях разных геодинамических режимов, главными из которых, как показано в табл. 139, являются режимы растяжения (рифтовые области океанов и континентов, т. е. спрединговые в широком смысле), включающие внутриплитный магматизм, и сжатия (островные дуги и активные окраины континентов). Считается, что каждый режим характеризуется своей спецификой магматизма, однако эти утверждения недостаточно конкретны или касаются отдельных аспектов проблемы. Вместе с тем этот вопрос имеет важное значение для понимания основных закономерностей связи магматизма и тектоники и реконструкции конкретных геодинамических режимов в древних складчатых (геосинклинальных) областях. Именно поэтому этот вопрос требует специального обсуждения на представительном петрогеохимическом материале.

Петрографические и петрохимические особенности главных типов базитов были рассмотрены при описании соответствующих ассоциаций магматических горных пород. Поэтому здесь мы остановимся только на самых общих петролого-геохимических закономерностях, в основном на примере эффузивных серий современных геодинами-

Таблица 139. Магматические серии основных геодинамических режимов океанов и континентов

Серия	Геодинамический режим	
	растяжение	сжатие
Толеитовая	Срединно-океанические хребты Континентальные рифты Океанские острова Траппы	Островные дуги Активные континентальные окраины
Известково-щелочная		То же
Калиево-натриевая субщелочная	Континентальные рифты Океанские острова Траппы	”
Шошонитовая		”
Калиево-натриевая щелочная	Континентальные рифты Океанские острова Траппы	
Калиевая щелочная	Континентальные рифты	Островные дуги Активные континентальные окраины

ческих режимов. Такой подход позволяет рассмотреть ситуацию в наиболее "чистом" виде, не искаженном влиянием наложенного метаморфизма, неправильной интерпретацией палеогеодинамической обстановки, что было бы неизбежным при привлечении материалов по древним подвижным областям. По этим же причинам здесь не обсуждаются материалы по химизму интрузивных пород, поскольку в большинстве случаев неясно, глубинными аналогами какой именно эффузивной серии они являются. Эти проблемы требуют специального рассмотрения.

Однако нужно иметь в виду, что вещественный состав горных пород изучался разными исследователями в разных лабораториях, и полученные данные часто заметно различаются. Поэтому приводимые в данном разделе цифры следует рассматривать как оценочные, характеризующие общие тенденции в распределении различных компонентов, а отнюдь не как кларковые величины. Кроме того, следует иметь в виду, что материалы по содержанию некоторых важных элементов в породах ряда серий отсутствуют. Тем не менее мы полагаем, что сводка имеющихся на сегодняшний день петролого-геохимических данных необходима для характеристики вещественного состава базитовых серий.

В петролого-геохимическом плане, очевидно, наибольший интерес представляют два аспекта: общий уровень концентрации компонентов в соответствующих горных породах и тенденции изменения этих концентраций в пределах серий.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ ЗОН РАСТЯЖЕНИЯ

Ниже будут рассмотрены петролого-геохимические особенности толеитовой (нормальной по щелочности) и калиево-натриевой субщелочной базальтовой серий. Характеристика образований щелочной серии в данном разделе не приводится, поскольку вопросы щелочного магматизма детально обсуждены в специальном томе "Щелочные породы" монографической серии "Магматические горные породы" (1984).

ТОЛЕИТОВАЯ СЕРИЯ

Как уже указывалось, толеитовый магматизм геодинамического режима растяжения проявляется в различных ситуациях: на океаническом дне (хребты, ложе, впадины), океанских островах и подводных горах, в областях развития траппового магматизма и в континентальных рифтовых областях.

Базальты океанического дна. Многочисленными работами последних лет показано, что среди этих базальтов могут быть выделены две разновидности (*N* и *E* типы MORB)[1], неразличимые на уровне петрографии, минералогии и петрохимии, но отличающиеся геохимическими характеристиками, в первую очередь особенностями распределения редкоземельных элементов и отчасти изотопным составом. Базальты типа *N* характерны только для топографически "нормальных" сегментов дна океана, а типа *E* – чаще развиты на подводных плато и подводных горах, ассоциирующих с островами на оси срединно-океанических хребтов (Азорские, Галапагосские острова, острова Буве, Исландия, Реюньон, Маврикий и др.). Необходимо подчеркнуть, что по петролого-геохимическим характеристикам базальты типа *E* приближаются к субщелочным базальтам. Кроме того, существуют промежуточные между ними разновидности (тип *T* MORB). Пространственные и возрастные закономерности распространения океанических базальтов различного геохимического профиля, связанные, по-видимому, с геохимической гетерогенностью верхней мантии или глубиной выплавления базальтов, в настоящее время интенсивно изучаются (Дмитриев и др., 1980).

Структуры базальтов MORB варьируют от стекловатых к вариолитовым, интерсертальным, офитовым до кумулятивных. Многие из базальтов порфировые, причем в ка-

[1] *N* – нормальный (normal), *E* – обогащенный (enriched), *T* – переходный (transitional) типы.

Таблица 140. Минеральный состав базитов областей растяжения

Серия	Местоположение	Типоморфные и существенные модальные минералы
Толеитовая	Океаническое дно (срединно-океанические хребты)	Ol(Fa_{9-35}), Pl (An_{40-88}), Cpx(Wo_{30-40},En_{50}·Fs_{10-15}),(Cr, Mg, Fe)Sp, ti-Mt, стекло
	Океанские острова	Ol (Fa_{12-20}), Pl (An_{50-80}), Cpx ($Wo_{35-40}En_{42-50}Fs_{10-25}$) ± ± Opx ($Wo_{4-5}En_{70-76}Fs_{10-19}$), (Cr, Mg, Fe)Sp, ti-Mt, стекло
	Траппы	Pl (An_{45-85}), Ol (Fa_{12-25}), Cpx(Aug, Pig, Di-Aug), Opx (Fs_{10-23}), (Cr, Mg, Fe)Sp, Mt ± Q ± стекло
	Континентальные рифтовые области	Ol (Fa_{15-40}), Pl (An_{50-85}), Cpx(Aug, Pig, Di-Aug), (Cr, Mg, Fe)Sp, Mt, ti-Mt
Калиево-натриевая субщелочная базальтовая	Океанские острова	Ol (Fa_{15-40}), Pl (An_{50-85}), Cpx($Wo_{35-45}En_{40-50}Fs_{10-30}$), Mt, ti-Mt, Krs ± Bi, стекло
	Траппы	Pl(An_{40-70}), Ol (Fa_{20-45}), Cpx(Aug, ti-Aug, Di-Aug), Opx(Fs_{10-25}), Am, Mt ± Q ± стекло
	Континентальные рифтовые области	Ol (Fa_{15-40}), Pl(An_{20-85}), Cpx ($Wo_{42-46}En_{42-45}Fs_{10-13}$), Mt, ti-Mt, Krs ± Bi ± стекло

честве фенокристаллов наблюдаются следующие ассоциации минералов: Ol (± Mg-Cr-Sp), Pl + Ol(± Mg-Fe-Sp), Pl + Ol + Cpx. Считается, что базальты с последней ассоциацией фенокристаллов являются наиболее низкотемпературными дифференциатами.

Оливин в базальтах варьирует по составу от Fa_9 до Fa_{35} (табл. 140). Состав шпинели зависит от фугитивности кислорода в конкретных условиях кристаллизации и может сильно варьировать даже в пределах одного образца. Наиболее высокотемпературные шпинели представлены хромитом, более низкотемпературные – высокоглиноземистыми разновидностями. Состав плагиоклаза варьирует от An_{88} в фенокристаллах до An_{40} в интерстициальных лейстах и каемках. Содержание ортоклазового компонента в плагиоклазе очень низко. Кроме того, в плагиоклазе присутствуют заметные количества Mg и Fe, по-видимому, входящих в состав минерала в качестве компонента $Ca(Fe, Mg)^{IV}Si_3O_8$.

Среди клинопироксенов наиболее распространены разновидности $Wo_{30-40}En_{50}Fs_{10-15}$. Малокальциевые клинопироксены редки, а железистые разновидности встречаются только среди поздних интерстициальных пироксенов. Ранние пироксены содержат существенные количества Ti^{4+}, Al, Cr^{3+} и немного Na и Fe^{3+}.

В табл. 141 приведен средний состав базальта океанического дна, по Канну (1973). Примерно сходные составы дают и другие авторы (Engel et al., 1965; Pearce, 1976 и др.).

Подавляющее большинство базальтов океанического дна являются гиперстен-нормативными, т. е. они отвечают толеитам по классификации Йодера и Тилли (1965). Большая часть из них это оливиновые толеиты, хотя встречаются и кварцевые толеиты, которые, очевидно, представляют собой фракционаты.

Уже первыми исследователями базальтов океанического дна было установлено, что они деплетированы крупными низковалентными катионами (Cs, Rb, K, Ba, Sr) по сравнению с толеитовыми базальтами океанических островов и континентальных рифтовых

Таблица 141. Средний химический состав и изотопные отношения стронция и неодима в базитах областей растяжения

Компоненты	Серия						
	толеитовая				калиево-натривая субщелочная		
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	49,61	49,26	51,57	50,02	47,52	49,99	50,13
TiO_2	1,43	2,35	1,36	1,96	3,07	2,68	2,52
Al_2O_3	16,01	14,80	15,51	15,90	15,55	15,20	15,71
FeO*	11,49	11,88	9,98	11,55	12,35	12,59	11,69
MnO	–	0,18	0,19	0,17	0,20	0,20	0,18
MgO	7,84	7,58	8,26	7,14	5,71	5,32	5,25
CaO	11,32	10,95	10,26	8,81	8,61	9,72	8,37
Na_2O	2,76	2,51	2,85	3,12	3,89	2,93	3,76
K_2O	0,22	0,50	0,61	1,02	1,39	1,11	1,81
P_2O_5	0,14	0,28	0,08	0,32	0,64	0,25	0,58
Rb	3,0	10	24	18	200	46	33
Ni	135	100	170	122	40	94	135
Co	47	45	16	40	–	30	45
Cr	270	178	200	176	380	130	283
V	250	370	170	–	228	168	263
Sr	120	230	360	431	2000	389	735
Ba	28	160	350	415	800	750	653
Zr	160	166	170	163	315	178	265
Cu	86	116	25	29	125	10	250
Zn	85	105	93	100	150	83	–
Pb	1,9	4,2	10	5	5,2	2	–
Sn	1,0	–	–	–	–	–	3,3
U	0,22	0,2	–	0,76	0,25	–	0,8
Th	1,2	0,8	0,57	1,6	1,6	3,77	3,8
Hf	4,5	4,1	2,35	4,1	6,1	5,51	–
Ta	0,6	1,6	–	2,9	–	–	3,2
Nb	8	26	–	–	29,7	–	83
La	2,6	14	15,6	28,5	26,4	29,4	86,6
Ce	9,0	38	31,3	46	62,3	77,0	133,5
Nd	10,0	21,7	17,5	29,5	19	19,4	–
Sm	–	4,8	4,0	5,8	–	8,66	–
Yb	3,0	3,0	1,6	2,5	4,1	2,36	3,4
Sc	38	29,9	45	21,3	25,2	31	23
Ga	17	22	19	19,7	24,1	26	25
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0,7024–0,7035	0,7030–0,7050	0,7030–0,7150	0,7037–0,7050	0,7030–0,7065	0,7052–0,7178	0,7045–0,7059
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0,51312–0,51329	0,51288–0,51307	0,51225–0,51251	0,51238–0,51248	0,51250–0,57307	0,51213–0,51237	0,51242–0,51245

*Суммарное железо в форме FeO.

1, 2, 4, 5, 7 – базальты: 1 – океанического дна, 2, 5 – океанских островов, 4, 7 – континентальных рифтовых областей; 3, 6 – траппы.

Примечание. Химические анализы для расчета средних составов пород заимствованы из работ: Грачев, 1977; Дмитриев и др., 1980; Дмитриев, 1983; Континентальные рифты, 1981; Лутц, 1980; Пополитов, Вольнец, 1981; Basaltic volcanism . . . , 1981; Engel et al., 1965; Fifth International . . . , 1982 и др.

зон и что степень деплетированности крупных ионов сильнее, чем мелких. Соответственно величины отношений K/Rb, K/Ba, Sr/Rb в базальтах океанического дна выше, чем в толеитовых базальтах других тектонических режимов.

На рис. 137 суммированы данные по распределению РЗЭ в базальтах океанического дна относительно хондритов. Типичные базальты характеризуются в 13–15 раз более высокими содержаниями тяжелых РЗЭ относительно хондритов и деплетированы легкими РЗЭ. Для наиболее фракционированных пород характерно наличие отрицательной Eu-аномалии.

Большинство высоковалентных катионов (Th, U, Zr, Hf, Nd, Ta) обычно имеют тенденцию к деплетированию в базальтах типа *N* по сравнению с базальтами типа *E* и толеитовыми базальтами океанических островов.

Многочисленными работами последних лет было установлено, что в базальтах океанического дна наблюдаются значительные колебания величин отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$, что связывается с негомогенностью мантийных источников магм. Было также установлено, что взаимодействие с морской водой может существенно повысить величину отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в измененных или метаморфизованных базальтах дна океана, в то время как $^{143}Nd/^{144}Nd$ практически не меняется (Fifth International..., 1982 и др.).

Базальты типа *N* имеют обычно более низкие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7024–0,7030), чем типа *E* (0,7030–0,7035), которые по этому параметру частично перекрываются с толеитовыми базальтами океанских островов (0,7030–0,7050). Вообще изотопные отношения Sr в базальтах разных океанов несколько различаются. Например, в базальтах спредингового Восточно-Тихоокеанского поднятия они ниже, чем в базальтах асейсмичного Восточно-Индийского (Девяностого градуса) хребта.

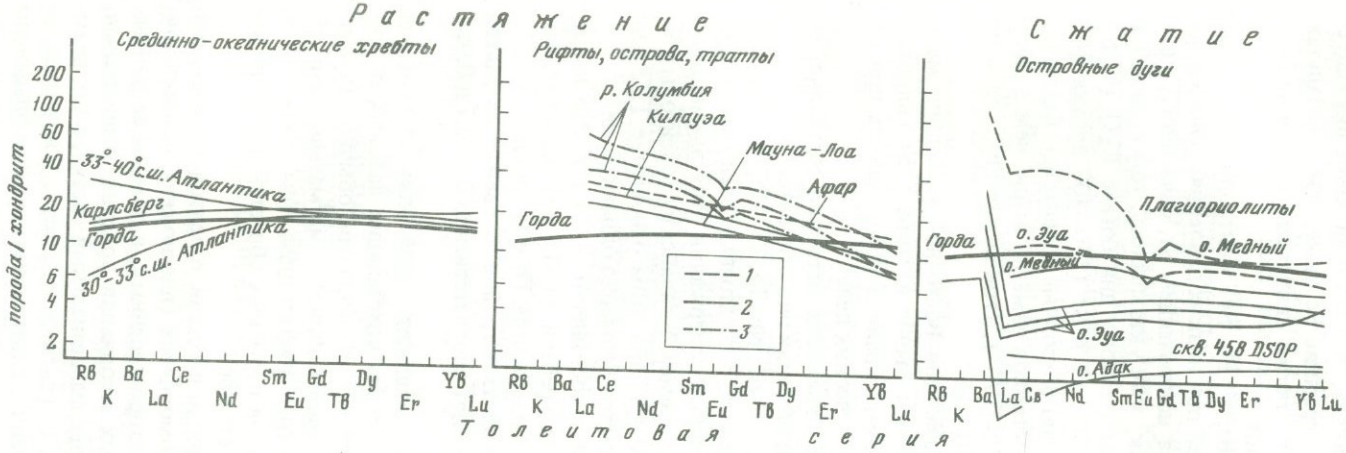
Данных по изотопии Pb и Nd недостаточно, однако уже сейчас можно сказать, что отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ имеет тенденцию к повышению в базальтах океанического дна по сравнению с таковыми островов.

Базальты океанских островов. Океанские вулканические острова и подводные вулканические горы, на долю которых приходится 5–25% вулканитов океанического дна, представляют собой особую разновидность внутриплитного магматизма. Их возникновение часто связывается с деятельностью мантийных "горячих точек" (плюмажей). Как уже указывалось, в пределах островов в целом устанавливаются три пикрит-базальтовые серии пород разной щелочности: толеитовая, калиево-натриевая субщелочная и калиево-натриевая щелочная. В пределах одного острова чаще развиты две, а иногда три серии, как это, например, имеет место на Гавайском архипелаге. Ввиду того что на дневную поверхность обычно выходят только вершины вулканов, составляющие не более 5–10% их общего объема, количественные соотношения серий обычно точно не известны. Судя по Гавайским островам, среди вулканитов резко преобладают породы толеитовой серии.

В составе толеитовой серии Гавайских островов преобладают породы с нормативным гиперстеном, реже нормативным кварцем. Как и толеитовые базальты других океанских островов, они отличаются от базальтов океанического дна повышенными содержаниями TiO_2, суммарного железа, K_2O и пониженными – Al_2O_3. Обычно это связывается с различиями в составе исходного расплава.

Гавайские лавы имеют сильно фракционированное распределение РЗЭ. Для них характерны относительно высокое содержание легких РЗЭ, примерно в 40–70 раз превосходящее наблюдаемое в хондритах, и сравнительно небольшие концентрации тяжелых РЗЭ, которые только в 6–15 раз превосходят хондритовые (см. табл. 141; рис. 138). Этим они отличаются от базальтов срединно-океанических хребтов (см. рис. 138), что обычно связывается с бóльшей глубиной формирования их родоначальных расплавов, в частности с наличием граната в рестите (Basaltic volcanism..., 1981).

Важными индикаторами петрогенезиса базальтов являются переходные металлы (Ni, Co, Cr, Sc). Содержание Ni в нефракционированных лавах составляет около 400г/т,



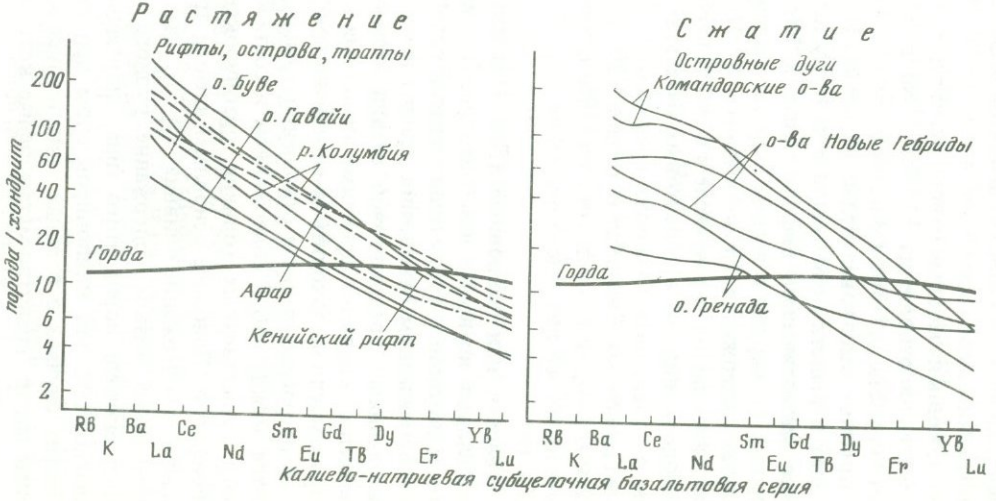


Рис. 137. Распределение редкоземельных элементов в породах толеитовых серий зон сжатия и растяжения

1 – рифты; *2* – острова; *3* – траппы; здесь и на рис. 138–140 для сравнения показано распределение РЗЭ в толеитовых базальтах срединно-океанического хребта Горда

Рис. 138. Распределение редкоземельных элементов в породах калиево-натриевых субщелочных базальтовых серий зон сжатия и растяжения

Условные обозначения те же, что на рис. 137

что значительно выше концентраций этого элемента в наиболее примитивных базальтовых стеклах срединно-океанических хребтов. Содержание Ni, как и Co, в значительной мере контролируется фракционированием оливина и хромовой шпинели, выделяющейся вместе с оливином. Скандий, который связан с клинопироксеном, может служить индикатором фракционирования клинопироксена, когда тот является ликвидусной фазой. В островных толеитовых базальтах содержание Sc ниже, чем в базальтах океанического дна (27–35 против 35–50 г/т), что также свидетельствует в пользу более глубинного происхождения исходных расплавов.

Распределение крупных катионов (Ca, Cs, Rb, Ba, K, Pb, Sr) контролируется главным образом кристаллизационной дифференциацией при низких давлениях. Они накапливаются в низкотемпературных фракционатах (за исключением Sr, связанного с высокотемпературным основным плагиоклазом). Как уже указывалось, толеитовые базальты островов по сравнению с таковыми океанического дна богаче K_2O (0,26–0,75 против 0,1–0,3%), Ba (0,70–200 против 5–50 г/т) и Sr (150–400 против 70–200 г/т). Рубидий, так же как и калий, слабо обогащает островные толеитовые базальты.

Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в толеитовых базальтах островов заметно выше, чем в таковых океанического дна (0,703–0,707 против 0,702–0,703). Отношение Pb/Sr обычно с ним коррелирует и составляет 0,02–2 против 0,001–0,02.

Поскольку при изучении химизма третичных базальтов Восточной Исландии, метаморфизованных в условиях цеолитовой фации, отмечен вынос изотопа ^{87}Sr гидротермальными флюидами (Wood et al., 1976), необходима крайняя осторожность при использовании изотопных отношений Sr для петрогенетических целей.

Величина отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ в базальтах Гавайских островов составляет от 0,51288 ± 2 до 0,51307 ± 3 независимо от того, к какой серии они относятся.

Крупные высоковалентные катионы (Th, U, Ce, Zr, Hf, Nb, Ta, Ti, Mo, W) с трудом входят в решетки минералов и поэтому накапливаются в остаточных расплавах в процессе магматической дифференциации. Количественные содержания этих элементов в породах варьируют в весьма широких пределах. Например, в гавайских толеитовых базальтах содержания Zr колеблются от 70 до 700 г/т, при этом отношение Ti/Zr во всех типах пород, в том числе и в субщелочных, остается примерно одинаковым.

Содержания Nd в толеитовых базальтах островов составляют 5–25 г/т. Это выше, чем в толеитовых базальтах срединно-океанических хребтов (1–15 г/т), но ниже, чем в субщелочных базальтах островов (20–160 г/т). Содержания Th и U составляют 0,3–1,2 и 0,1–0,3 г/т соответственно, что отличает базальты островов от свежих базальтов океанического дна, где содержания Th и U составляют соответственно 0,1–0,7 и 0,05–0,3 г/т.

Траппы, или покровные (flood) **базальты,** представляют собой одну из наиболее устойчивых во времени ассоциаций. Для нее характерна комбинация лавовых покровов и потоков с субвулканическими гипабиссальными интрузивами, обычно силлами. В геологическом отношении траппы имеют очень много общего с магматическими образованиями предрифтовой стадии континентального рифтогенеза (см. главу 1) и, вероятно, являются древними аналогами магматитов подобных областей, развитие которых могло не доходить до собственно рифтовой стадии.

В петрографическом отношении траппы, входящие в состав толеитовой серии, разнятся между собой содержанием и составом типоморфных (плагиоклаз, клинопироксен), существенных (оливин, ортопироксен) и второстепенных, в том числе рудных минералов. Наиболее основным членом трапповых ассоциаций присущи относительно высокое содержание оливина (> 5%), его наиболее магнезиальный состав, а также относительно низкое содержание рудного минерала (титаномагнетита). Типичный же представитель пород этого типа, "нормальный трапп", характеризуется преобладанием плагиоклаза над клинопироксеном при небольшом (2–5%) содержании оливина. Во многих случаях в породах присутствует ксеногенный кварц, а иногда мелкие ксенолиты пород "гранитно-метаморфического слоя" коры.

Подавляющее большинство траппов относится к толеитовой серии. Они содержат в нормативном составе гиперстен и попадают либо в поле оливиновых толеитов, либо в поле кварцевых толеитов. Среди них известны и пикробазальты. Наиболее существенно варьирует содержание кремнезема. Наименее кислыми являются сибирские траппы (46,5–51,1% SiO_2), в которых верхний предел содержания SiO_2 приближается к среднему для всех трапповых провинций мира (см. табл. 141). В состав трапповых ассоциаций бассейна р. Параны и района оз. Верхнего входят и более кислые породы (андезибазальты и даже андезиты). Суммарное содержание щелочей в траппах обычно составляет 2,2–3,2%, при этом натрий всегда преобладает над калием. Наиболее "примитивные" траппы имеют очень низкую магнезиальность, намного меньшую, чем магнезиальность других континентальных базальтов. Например, максимальное отношение Mg/(Mg + Fe) в платобазальтах Колумбии Ривер равно 0,6 (Hooper, 1982). Поэтому высказывается предположение об изначальной пониженной магнезиальности источников траппового магматизма. Нормализованные по хондритам графики распределения РЗЭ характеризуются отчетливой субпараллельностью кривых и наличием небольших отрицательных европиевых аномалий. Они в целом сходны по форме с нормализованными кривыми для базальтов рифтовых зон (треугольник Афар, Восточно-Африканский рифт).

Изотопные отношения стронция и неодима в траппах значительно варьируют. Так, в базальтах Колумбии Ривер отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ колеблется в интервале 0,7030–0,7150 и сопровождается закономерным уменьшением отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$. Устанавливается отчетливое изотопное отличие траппов от базальтов MORB (De Paolo, Wasserburg, 1979), что свидетельствует, вероятно, о значительном различии геохимической истории соответствующих мантийных источников. Для траппов предполагается очень примитивный, практически недифференцированный источник (Carlson et al., 1981). В то же время высокие значения стронциевого отношения и низкие – неодимового могут быть связаны с контаминацией мантийных расплавов древним сиалическим веществом земной коры.

Базальты континентальных рифтовых областей. Толеитовые базальты континентальных рифтовых областей весьма близки к траппам и толеитовым базальтам океанских островов, хотя в ряде случаев они более калиевые (Монголо-Байкальская провинция).

Интересно, что в пузыристых сегрегациях толеитовых базальтов, слагающих участки трубчатой и цилиндрической формы в лавовых потоках, понижены содержания Cr, Ni и Sr, но увеличены концентрации Sc, Th, Rb, Fe, РЗЭ, Zr, Nb, Y, Ba, K и Hf (Basaltic volcanism..., 1981). Картина хондрит-нормализованного содержания РЗЭ аналогична вмещающим базальтам, хотя абсолютные значения содержаний здесь выше; отмечается также отрицательная Eu-аномалия. Предполагается, что подобная особенность пузыристых сегрегаций связана с кристаллизацией базальтов из остаточного, насыщенного летучими компонентами расплава. Аналогичные пузыристые базальты были описаны В.П. Петровым для ряда базальтовых потоков Кавказа.

КАЛИЕВО-НАТРИЕВАЯ СУБЩЕЛОЧНАЯ БАЗАЛЬТОВАЯ СЕРИЯ

Породы этой серии наиболее распространены на океанских островах и в континентальных рифтовых областях.

Субщелочные базальты океанских островов. Эти базальты являются весьма характерной, можно сказать, типичной разновидностью пород надводных частей вулканов. Как и толеитовые базальты, субщелочные разновидности весьма разнообразны по структурам: от стекловатых до афировых и порфировидных. В качестве вкрапленников в них наблюдаются фенокристаллы оливина, зонального плагиоклаза, редко титаномагнетита или титанавгита. В основной массе присутствуют клинопироксен, магнетит, ильменит, плагиоклаз, апатит, щелочной полевой шпат, керсутит, иногда биотит. В базальтах островов Тристан-да-Кунья наблюдается небольшое количество лейцита.

Субщелочные базальты обогащены TiO_2, FeO и K_2O и обеднены – Al_2O_3 по сравнению с базальтами океанического дна. Наиболее эволюционированные члены серий обогащены K_2O и Na_2O. Распределение редких элементов в субщелочных базальтах, в отличие от толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов (см. рис. 138), характеризуется значительным обогащением легкими РЗЭ и обеднением тяжелыми РЗЭ.

Рассматриваемые субщелочные базальты заметно обеднены Cr относительно толеитовых, что может рассматриваться в качестве полезного дискриминанта. Количество Sc в них несколько выше, чем в толеитовых базальтах; особенно обогащены Sc наиболее щелочные разновидности.

Содержание K_2O в породах субщелочных базальтовых серий островов варьирует от 0,5 до 6% (трахиты). Для них характерны повышенные концентрации Ba (200–1400 г/т) и Sr (400–4000, в среднем 500–1200 г/т), содержания Rb варьируют от 15 до 400 г/т. В гавайских субщелочных базальтах они колеблются в интервале 15–100 г/т. В целом содержание Rb в субщелочных базальтах существенно выше, чем в толеитовых базальтах.

Изотопные отношения в субщелочных базальтах океанских островов также колеблются в широких пределах. Величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ обычно составляет 0,7030–0,7065, причем наиболее высокие ее значения характерны для пород повышенной калиевости (Тристан-да-Кунья, Кергелен и др.). При этом отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ имеют тенденцию к корреляции с Rb/Sr отношениями, величины которых, по-видимому, зависят от состава вещества зоны плавления. Отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ в субщелочных базальтах островов варьирует от 0,51250 до 0,51307, причем наиболее низкие его значения установлены для лейцитсодержащих трахибазальтов и трахиандезитов островов Тристан-да-Кунья (O'Nions et al., 1977). Обнаружено также существование обратной корреляции между $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ отношениями, что особенно типично для Исландии и большинства океанских островов, исключая Гавайские.

Траппы. В ряде трапповых провинций мира (Деканской, Сибирской, Британо-Арктической, Карру и др.) наряду с толеитовыми базальтами значительно распространены субщелочные оливин-базальтовые и муджиеритовые лавы, по петролого-геохимическим параметрам в целом сходные с аналогичными по типу породами океанских островов и континентальных рифтовых областей. Для них характерно высокое содержание Rb (в среднем 46 г/т), пониженное – MgO (в среднем 5,32%) и высокое отношение Rb/Sr. В субщелочных базитах более высокие (0,7052–0,7095) изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, чем в траппах толеитовой серии, причем в некоторых типах муджиеритов оно достигает 0,7178 (Fifth International..., 1982). Предполагается, что увеличение количества радиогенного изотопа стронция ^{87}Sr в наиболее щелочных членах субщелочной базальтовой серии является результатом скорее их контаминации сиалической корой, чем изотопной гетерогенности мантийных источников.

Субщелочные базальты континентальных рифтовых областей в общем имеют такие же особенности, как и субщелочные базальты океанских островов, однако, как и в случае базальтов нормальной щелочности, для них характерна повышенная калиевость; разновидности с лейцитом среди них развиты значительно шире, чем в океанах. По величинам изотопных отношений калиево-натриевые, субщелочные вулканиты океанических и континентальных областей практически перекрываются.

Подводя итог петролого-геохимической характеристике магматических пород областей растяжения, следует сказать, что в ряду толеитовые базальты–субщелочные базальты–щелочные базальтоиды направленно увеличиваются содержания литофильных элементов (Rb, Sr, Ba, K, P, Th, U, Hf, Nb) и общая щелочность пород. Уменьшаются содержания Sc, Sr и Ni; наблюдается заметное увеличение концентрации легких РЗЭ, увеличивается отношение Zr/Y, в то время как отношения Zr/Nb и Y/Nb уменьшаются. Концентрации Th, Ba, Rb и особенно Nb растут быстрыми темпами. В субщелочных базальтах как в океанах, так и на континентах присутствуют водосодержащие первичные минералы – керсутит и биотит – в основной массе и в качестве микрофенокристаллов.

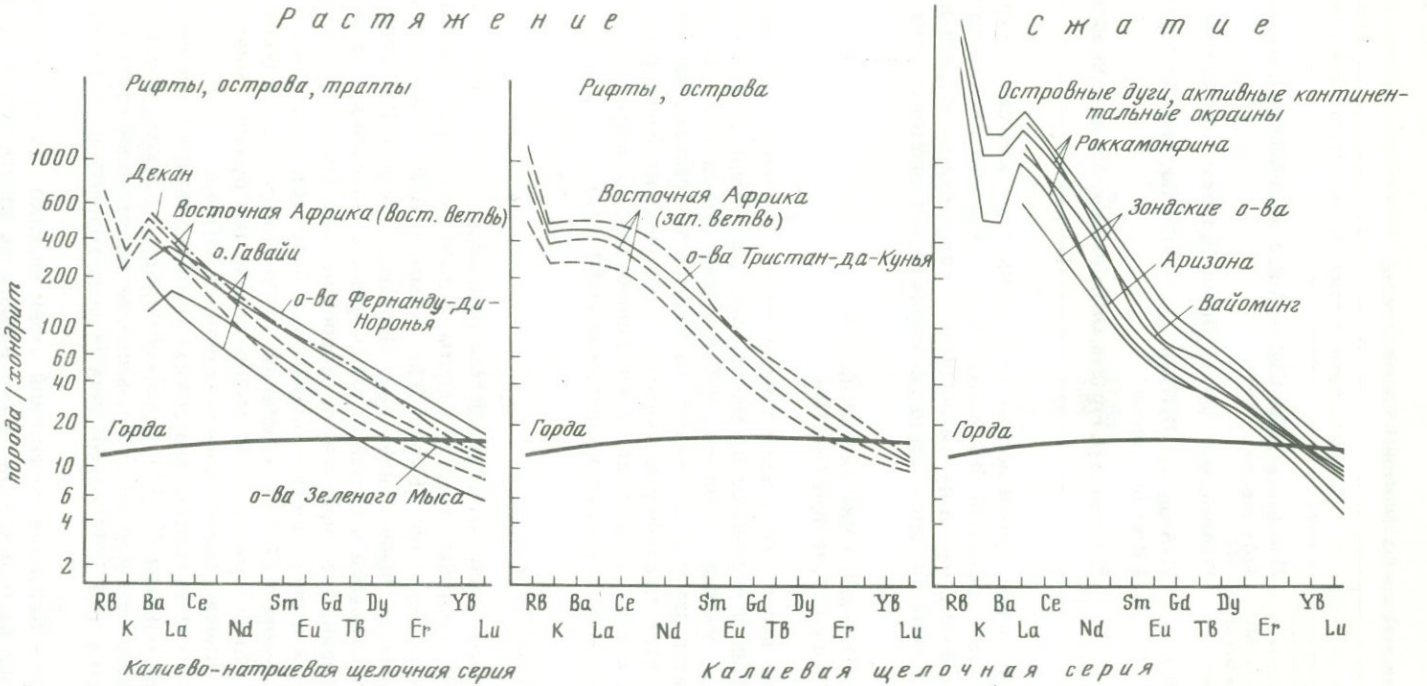


Рис. 139. Распределение редкоземельных элементов в породах калиево-натриевой и калиевой щелочных серий зон растяжения и калиевой щелочной серии зон сжатия

Условные обозначения те же, что на рис. 137

Таблица 142. Минеральный состав базитов областей сжатия

Серия	Типоморфные и существенные модальные минералы
Толеитовая	Pl (An_{60-80}), Cpx (Pig, Pig-Aug, Aug, Di-Aug), Ol (Fa_{10-40}), Opx(Hyp, En) ± стекло
Известково-щелочная	Pl (An_{50-80}), Cpx(Aug, Di-Aug, Pig), Opx(Hyg), Hbl ± стекло
Калиево-натриевая субщелочная базальтовая	Pl (An_{40-85}), Ol (Fa_{10-60}), Cpx (Di-Aug, Aeg-Aug), Fsp (Ant, San, Ort) ± ± Krs ± Bi ± стекло
Шошонитовая	Pl (An_{40-75}), Fsp (San, Ort), Cpx (Aug, Aeg-Aug), Bi, alk Am ± стекло

Щелочные базальтоидные серии весьма характерны для океанских островов и континентальных рифтовых областей. В пределах островов развиты исключительно калиево-натриевые щелочные серии, а на континентах – как калиево-натриевые, так и калиевые, примером чего является Восточно-Африканская рифтовая зона (рис. 139).

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ ЗОН СЖАТИЯ

Как было показано выше, среди изверженных пород островных дуг и активных континентальных окраин в настоящее время выделяются четыре серии: толеитовая, известково-щелочная, калиево-натриевая субщелочная базальтовая и шошонитовая.

Базиты зон сжатия заметно отличаются от базитов зон растяжения. Во-первых, они в основном являются кварц-нормативными, во-вторых наиболее распространенная минеральная фаза в них – плагиоклаз, а клинопироксен, ортопироксен, оливин и магнетит присутствуют в подчиненных количествах (табл. 142).

ТОЛЕИТОВАЯ СЕРИЯ

В составе толеитовой серии выделяются три разновидности базитов – оливиновые, нормальные и лейкократовые (лейкобазальты и лейкодолериты), которые известны в большинстве островных дуг (Курильские, Командорские и Алеутские острова, острова Тонга-Кермадек, Южно-Сандвичевы, Марианские и др.). Различия между ними определяются содержаниями и составом типоморфных (плагиоклаз, клинопироксен), существенных (оливин, ортопироксен) и второстепенных (амфибол, биотит, рудные) минералов. Так, для первого вида – оливиновых базальтов и долеритов – характерны относительно высокое (> 5%) содержание оливина наряду с его более магнезиальным составом, а также сравнительно малое количество рудного минерала (обычно титаномагнетита с относительно низким содержанием TiO_2).

Во всех базальтах и долеритах плагиоклаз преобладает над клинопироксеном при низком содержании оливина (2–5%). В лейкобазальтах и лейкодолеритах плагиоклаз – главная минеральная фаза (до 60–70%), а оливин практически отсутствует. Для них обычны повышенные (до 10%) содержания рудных минералов – магнетита и ильменита.

В основной массе базальтов толеитовой серии нередко наблюдается пижонитовый клинопироксен, что дало основание Куно назвать ее пижонитовой серией. Однако пижонит отмечается и в толеитовых базальтах океанских островов, в частности на Гавайях, так что его наличие не может считаться особенностью только островодужных разновидностей базитов толеитовой серии.

По химизму базиты толеитовой серии наиболее "примитивные" образования островных дуг и отличаются самыми низкими содержаниями TiO_2, Al_2O_3, Na_2O, K_2O, P_2O_5,

Таблица 143. Средний химический состав и изотопные отношения стронция и неодима в базитах областей сжатия

Компоненты	Серия			
	толеитовая	известково-щелочная	калиево-натриевая субщелочная базальтовая	шошонитовая
SiO_2	50,00	50,76	49,96	52,69
TiO_2	0,71	1,11	2,09	0,86
Al_2O_3	16,23	17,62	17,67	17,09
Fe_2O_3	3,17	3,64	3,87	3,49
FeO	7,96	5,88	6,55	4,78
MnO	0,23	0,18	0,21	0,13
MgO	7,48	6,58	5,50	6,61
CaO	11,98	10,17	7,54	8,98
Na_2O	1,81	2,87	4,02	2,44
K_2O	0,33	0,89	2,10	2,64
P_2O_5	0,10	0,30	0,49	0,39
Rb	3,3	15,6	31,5	68,5
Ni	28	24	57	20
Co	34	30	44	30
Cr	47	54	125	115
V	270	292	290	285
Sr	198	435	638	873
Ba	97	370	497	942
Zr	57	129	224	115
Cu	250	60	110	98
Zn	80	53	52	49
Pb	2	5	5	8
Sn	5	5	5	2
La	2,2	11,4	38,1	35,2
Ce	5,9	25,5	112,7	80,4
Nd	4,5	14,4	59,0	41,8
Sm	1,6	4,4	9,2	8,1
Yb	1,7	2,2	1,32	1,3
U	0,15	0,75	2,40	2,83
Th	0,50	0,98	4,17	10,13
Hf	1,00	1,84	5,17	3,73
Ta	0,15	0,05	0,39	0,50
Nb	0,70	1,75	1,78	2,10
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0,7028–0,7038	0,7033–0,70374	0,70289–0,7035	0,7032–0,7100
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0,51225–0,51311	0,51226–0,51310	0,51226–0,51294	0,51208–0,57275

Примечание. Химические анализы для расчета средних составов пород заимствованы из работ: Ewart et al., 1977; Kay, 1980; McCulloch, Perfit, 1981; Perfit et al., 1980; Sharaskin, 1982; Thorpe et al., 1981; Fifth International. . . , 1982; Цветков, 1983, 1984.

Pb, Sr, Ba, Pb, U, Th, Hf, Nb при наиболее высоких содержаниях фемических элементов и CaO (табл. 143).

Якеш и Гилл (Jakěs, Gill, 1970) показали, что главными отличительными чертами островодужной толеитовой серии по сравнению с известково-щелочной являются более высокие содержания железа, повышенная величина отношения Na_2O/K_2O и более низкие концентрации K и химически близких к нему крупнокатионных литофильных

элементов (Rb, Sr, Ba, РЗЭ и др.). При этом величина отношения K/Rb достигает 1000, а Th/U – 1–2. РЗЭ характеризуются хлондритовым распределением с отношением La/Yb, равным 1–2. Следует особо подчеркнуть, что индикаторной химической особенностью толеитовых базальтов зон сжатия в отличие от таковых зон растяжения являются в 1,5–2 раза более низкие содержания РЗЭ и значительная обогащенность Ba. От плагиориолитов островодужные базальты отличаются более низкими концентрациями РЗЭ, отсутствием отрицательной Eu-аномалии и относительной деплетированностью легкими РЗЭ цериевой группы. Другой характерной особенностью базальтов толеитовой серии зон сжатия является их обогащенность медью и отчасти цинком (Цветков, 1982).

Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в толеитовых базальтах островных дуг варьирует в интервале 0,70280–0,70380, при этом наиболее низкие значения нередко устанавливаются для продуктов самых ранних фаз вулканизма (Командорские, Марианские острова). Отчетливая корреляционная зависимость величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения от мощности земной коры в основании соответствующих морфоструктур отсутствует (Gill, 1976). Это позволяет считать толеитовые магмы практически неконтаминированными коровым веществом, хотя полностью исключить вероятность такого процесса, по-видимому, нельзя. Об этом свидетельствуют, в частности, петролого-геохимические данные по Алеутской островной дуге, толеитовые базальты энсиалической восточной части которой (включая острова Уналашка, Умнак, Унимак) характеризуются повышенной калиевостью и нередко содержат ксеногенный кварц. Возможность контаминации базальтовых магм сиалическим веществом коры подтверждается и результатами изотопного анализа неодима: отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ в ряде островных дуг варьирует в интервале 0,51255–0,51311, что ниже соответствующих значений для базальтов MORB.

ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНАЯ СЕРИЯ

Наиболее распространенным типом базитов известково-щелочной серии являются гиперстеновые базальты, хотя в ряде островных дуг (Новая Гвинея, Япония и др.) известны и другие разновидности – пикробазальты, лейкобазальты, андезибазальты и т.д.

Гиперстеновые базальты отличаются двупироксеновым парагенезисом (маложелезистый Hyp, Aug, Di-Aug, реже субкальциевый Aug с высокоизвестковистым Pl). Оливин может присутствовать во вкрапленниках в виде неравновесных реликтов. Характерна ранняя кристаллизация рудных минералов (титаномагнетит, реже ильменит). Среди вкрапленников и в основной массе иногда появляется роговая обманка. Обычна порфировая структура со стекловатой основной массой.

Впервые толеитовая и известково-щелочная серии стали различаться Уэйджером и Диром по тренду поведения железа на диаграммах *AFM*. Количественные критерии для разграничения этих серий были рассчитаны Ирвином и Барагаром (Irvine, Baragar, 1971). Аналогичным образом различие известково-щелочной и толеитовой серий устанавливается и на диаграммах $(FeO + Fe_2O_3) - MgO$ (Jakeš, Gill, 1970) и $(FeO + Fe_2O_3)/(Mg + FeO + Fe_2O_3)$ (Osborn, 1959). Для количественного разграничения островодужных пород известково-щелочной и толеитовой серий Мияширо (Miyashiro, 1974) пользуется модифицированной разновидностью последней диаграммы.

Говоря об общем уровне концентрации химических элементов в базитах известково-щелочной серии, следует отметить, что содержание петрогенных и малых элементов, за исключением Mg, Ca, Ni, Co, Ta, Cu и Zn, здесь значительно выше, чем в базитах толеитовой серии. Обилие полевого шпата обусловливает повышенную глиноземистость (17–21%) известково-щелочных пород, тем самым позволяя многим исследователям называть эту серию высокоглиноземистой (Kuno, 1968). Существенно более высоки здесь и содержания Na_2O (2,89%), K_2O (0,89%) и TiO_2 (1,11%).

Привлекает внимание распределение РЗЭ, которое также позволяет надежно разли-

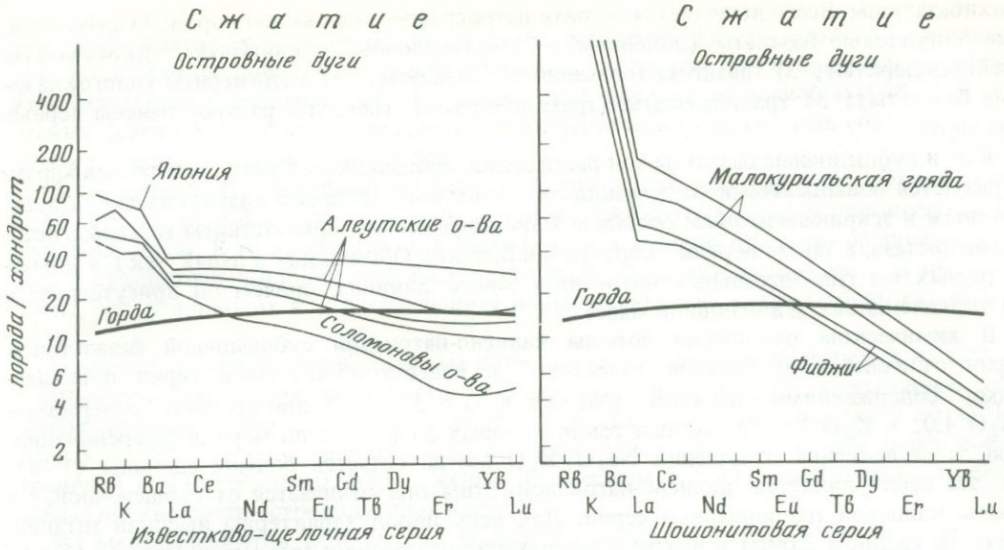


Рис. 140. Распределение редкоземельных элементов в породах известково-щелочной и шошонитовой серий зон сжатия

чать базиты толеитовой и известково-щелочной серий (рис. 140). Последние характеризуются обогащением легкими РЗЭ. Форма спектров РЗЭ не только основных, но и средних и кислых пород, входящих в известково-щелочную серию, обычно идентична; различия наблюдаются лишь в величине суммы РЗЭ. Европиевые аномалии отсутствуют.

Весьма характерной геохимической чертой известково-щелочных базитов, как и толеитовых, является низкое отношение Ba/La (< 2) при одинаковых с базальтами MORB величинами La / Sm отношения (Кау, 1980).

Образования известково-щелочной серии, включая базиты, обладают значительно большей вариативностью изотопных отношений Sr и Nd, чем однотипные породы толеитовой серии (Япония, Новая Гвинея, Фиджи, Алеутские и Курильские острова). При этом нижний предел значений величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в первых несколько выше, чем во вторых (0,70330 и 0, 70280 соответственно), тогда как интервал значений отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ полностью перекрывается (0,51227–0,51310). Некоторые известково-щелочные базальты и андезибазальты, в частности Малоантильской дуги, дуг Банда и Зондской, обладают очень высокими отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7065–0,7073) при более низких, чем для большинства других островных дуг Мирового океана, отношениях $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,51227–0,51245). Это обстоятельство обычно связывается либо с явлениями изотопной неоднородности верхней мантии (энсиматические дуги), либо с участием в процессе генерации известково-щелочных расплавов материала древнего сиалического фундамента (энсиалические дуги). Существуют определенные ограничения на участие донных пелагических осадков и гидратированной океанической коры в процессах магмогенеза (Журавлев и др., 1983). В то же время наличие изотопной гетерогенности верхней мантии доказано на примере Азорских островов (Fifth International..., 1982).

КАЛИЕВО-НАТРИЕВАЯ СУБЩЕЛОЧНАЯ БАЗАЛЬТОВАЯ СЕРИЯ

Калиево-натриевые субщелочные базальтовые серии обычно непрерывно-дифференцированные (Командорские острова, Япония, Малые Антильские острова и др.), причем обычно наблюдается ряд дифференциатов от базальтов повышенной щелочности, представляющих собой крайние члены серии, через субщелочные оливиновые базальты к

трахибазальтам. Всего выделяется до пяти петрографических видов пород: 1) субщелочные оливиновые базальты (долериты); 2) субщелочные оливиновые лейкобазальты (лейкодолериты); 3) гавайиты (андезиновые базальты); 4) муджиериты (олигоклазовые базальты); 5) трахибазальты (трахидолериты). Наиболее распространены первые два вида.

Как и субщелочные базальты зон растяжения, субщелочные базиты зон сжатия характеризуются повышенными содержаниями альбитового минала в плагиоклазах, титанавгитовым и эгирин-авгитовым составом клинопироксенов, присутствием титаномагнетита, ортоклаза, а также нередко керсутита и биотита. Обычно как в лавах, так и в комагматичных им гипабиссальных интрузивах много оливина, причем он присутствует и во вкрапленниках, и в основной массе.

В химическом отношении породы калиево-натриевой субщелочной базальтовой серии отличаются от базитов толеитовой и известково-щелочной серий повышенными содержаниями щелочей ($Na_2O + K_2O$ = 3,5–8,5% при среднем содержании Na_2O 4,02 и K_2O 2,10%), концентрация которых возрастает по мере дифференциации. При этом величина отношения Na_2O/K_2O всегда остается больше единицы (1–4), т.е. эта серия является калиево-натриевой. Этим она отличается от субщелочной, но высококалиевой шошонитовой серии. Для всех пород характерны высокая титанистость (в среднем 2,09%) и высокие содержания следующих элементов (в г/т): Ni 57; Cr 125; Zr 224; Hf 5, 17.

При рассмотрении особенностей распределения РЗЭ в породах калиево-натриевой субщелочной базальтовой серии привлекает внимание закономерное обогащение легкими РЗЭ более щелочных и более кислых разновидностей пород. Так, для калиево-натриевой субщелочной базальтовой серии Малоантильской дуги в ряду от субщелочных пикробазальтов до субщелочных оливиновых лейкобазальтов отношение C_n / C_{ch}[1] для легких РЗЭ возрастает от 17 до 92, тогда как для тяжелых РЗЭ оно практически остается постоянным (8–12) (Arculus, 1976). Аналогичные закономерности установлены и для субщелочных базитов Командорских островов, где величина отношения C_n / C_{ch} для элементов цериевой группы варьирует от 7 до 200, в то время как для элементов иттриевой группы она изменяется лишь от 3 до 20 (Цветков, 1983). Постоянство содержаний тяжелых РЗЭ в последовательном ряду дифференциации калиево-натриевой субщелочной базальтовой серии, по мнению Аркулюса и Шимизу (Arculus, Shimizu, 1973) и ряда других исследователей, указывает на присутствие граната в составе мантийного субстрата (гранатового перидотита), плавление которого приводит к появлению калиево-натриевых субщелочных базальтовых магм.

Субщелочные базиты, особенно те, которые присутствуют в тыловых зонах островных дуг, нередко обладают наиболее низкими значениями отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ при столь же низких величинах отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$. Эта закономерность впервые отчетливо установлена для Курильской островной дуги, где величины отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ в тыловой зоне составляют соответственно 0,70284–0,70297 и 0,512993–0,513012, а во фронтальной – 0,70326–0,70341 и 0,513054–0,513153 (Журавлев и др., 1983). В среднем величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ в породах калиево-натриевой субщелочной базальтовой серии варьируют соответственно в интервалах 0,70284–0,70350 и 0,51276–0,51320.

ШОШОНИТОВАЯ СЕРИЯ

Породы шошонитовой серии относятся к группе высококалиевых субщелочных базитов, минералогически и петрогеохимически отличающихся от пород калиево-натриевой субщелочной базальтовой, известково-щелочной и толеитовой серий. Объединенные в эту серию высококалиевые породы могут варьировать от ультраосновных абсароки-

[1] C_n – концентрация элемента в породе, C_{ch} – то же в хондритах.

тов до фельзитовых тосканитов, монцонитов, трахитов, биотит-ортоклазовых тешенитов и т.д. Для шошонитов характерны более высокие, чем для субщелочных оливиновых базальтов, содержания цветных фемических (биотит, щелочной амфибол) и салических (санидин, ортоклаз) минералов при практически одинаковых составах плагиоклаза (соответственно An_{40-75} и An_{40-85}).

Дополнительным минералогическим критерием для разграничения калиево-натриевой субщелочной базальтовой и шошонитовой серий служат составы пироксенов и рудных минералов. В то время как для абсарокитов и шошонитов типичны авгит и магнетит, в субщелочных оливиновых базальтах преобладают титанистый авгит и титаномагнетит, что и приводит к относительному повышению в них концентраций титана и железа.

Наиболее типичной чертой химизма пород шошонитовой серии является их высокая калиевость. Так, содержание калия в шошонитах доходит до 4,5%, а суммарное содержание щелочей может достигать более 8%. При этом величина отношения Na_2O/K_2O всегда остается меньше единицы. Весьма характерны относительно небольшие концентрации TiO_2 (в среднем 0,86%) и железа (в среднем 8,27%); содержания последнего самые низкие среди островодужных базитов.

Из микроэлементов необходимо указать на высокие концентрации Sr и Ba (соответственно 873 и 942 г/т), а также U (2,83), Th (10,13), Nb (2,10) и Hf (3, 43 г/т), свидетельствующие, по-видимому, о контаминации расплавов сиалическим (гранитогнейсовым) веществом фундамента островных дуг (Цветков, 1984).

Распределение РЗЭ в шошонитах и родственных им породах характеризуется обогащенностью легкими и деплетированностью тяжелыми РЗЭ, причем кривые их спектров на диаграммах расположены примерно посередине между базитами субщелочной и известково-щелочной серий. Содержания элементов цериевой группы и спектры РЗЭ в шошонитах, например, Малых Курильских островов практически совпадают с таковыми континентальных двуслюдяных гранитов (Сусамырский батолит в Киргизии).

Для пород шошонитовой серии устанавливается прямая корреляция между величинами отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и мощностью земной коры в фундаменте соответствующей островодужной морфоструктуры. Так, во внутриокеанических островных дугах, имеющих в фундаменте океаническую кору, или во вполне зрелых дугах с новообразованной, но еще сравнительно маломощной субконтинентальной корой значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ лежат в интервале 0,7032–0,7043 (острова Фиджи, Новые Гебриды, Соломоновы) (Meijer, 1976; Lancelot et al., 1973). В дугах и активных окраинах материков с относительно мощной (порядка 40 км) сиалической корой (Новая Гвинея, Новая Зеландия, Эквадор) величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ уже несколько выше – 0,7036–0,7045 (Francis et al., 1977; Ewart, Stipp, 1968). Когда же в фундаменте региона находится мощная (40–60 км) сиалическая кора, как, например, в Южном Перу, Северном Чили или Северо-Западной Аргентине (James et al., 1976; Deruelle, 1978), шошонитовые породы характеризуются очень высокими значениями отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ – 0,7054–0,7100. В целом величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах шошонитовой серии лежит в пределах 0,7032–0,7100, а отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ меняется от 0,51208 до 0,51275.

По имеющимся данным (Fifth International..., 1982), устанавливается обратная корреляция в отношении изотопов Nd и Sr. Необходимо также подчеркнуть, что наименьшие величины изотопного отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ характерны для высококалиевых вулканитов энсиалических морфоструктур, например шошонитов Южной Тосканы и района Рима в Италии (Hawkesworth et al., 1979). В энсиматических островных дугах и энсиматических сегментах активных окраин континентов они такие же, как и в породах калиево-натриевой субщелочной базальтовой серии (Fifth International..., 1982).

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗИТОВ ЗОН РАСТЯЖЕНИЯ И СЖАТИЯ

Как было показано выше, магматизм зон растяжения и сжатия, рассмотренный на уровне магматических серий, наряду с чертами сходства обладает и определенными различиями. Так, породы толеитовой, калиево-натриевой субщелочной и калиевой щелочной серий встречаются в областях и растяжения и сжатия, т.е. они являются "сквозными", или неспецифическими. Напротив, образования известково-щелочной и шошонитовой серий свойственны только зонам сжатия, а породы калиево-натриевой щелочной серии – исключительно зонам растяжения. В этом смысле они могут рассматриваться в качестве специфических образований соответствующих геодинамических режимов.

Вместе с тем толеитовые серии разных геодинамических режимов различаются геохимическими особенностями, главным образом распределением РЗЭ и изотопными характеристиками. Их специфичность, таким образом, устанавливается лишь на геохимическом уровне. Как будет показано ниже, аналогичные особенности, только в еще менее выраженной форме, характерны и для калиево-натриевой субщелочной серии, которая на уровне серий также является неспецифической.

Как видно из приведенных материалов, толеитовые серии океанских островов, траппов, континентальных рифтовых областей и ранних этапов развития островных дуг близки как в петрографическом отношении, так и по петрохимическим характеристикам. Многочисленными исследованиями также показана близость толеитовых базальтов островодужных структур к базальтам окраинных морей (Дмитриев, Цветков, 1983).

В свою очередь, базальты окраинных морей в ряде случаев слабо отличимы от базальтов MORB. Хоксворт и др. (Hawkesworth et al., 1977) привели данные по распределению РЗЭ в задуговых базальтах моря Скотия, оказавшихся весьма близкими к базальтам MORB. По-видимому, нельзя считать, что чрезвычайно сильная обедненность крупнокатионными литофильными элементами характерна только для базальтов срединно-океанических хребтов.

Наблюдаются существенные геохимические отличия островодужных толеитовых базальтов от базальтов MORB, которые состоят в следующем.

1. В сравнении с базальтами MORB многие островодужные базальты содержат больше Al_2O_3, K_2O, Sr, Ba и меньше – TiO_2, а также имеют более низкие отношения K / Cs, K / Rb и более низкие величины суммы РЗЭ.

2. Нормированная по хондритам концентрация Ba в островодужных базитах намного превышает концентрации РЗЭ. В базальтах MORB картина диаметрально противоположная. В них содержание Ba ниже концентраций РЗЭ; в базальтах островных дуг, кроме того, нормированная концентрация Ba обычно выше, чем La, что приводит к появлению резкого пика на РЗЭ-диаграммах (Sun, Hanson, 1976; Kay, 1977).

3. В островодужных базитах по сравнению с базальтами MORB более высоки концентрации Ni, Cr и Mg (Taylor et al., 1969).

4. Изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в базитах островных дуг, как правило, выше 0,7030 (в среднем 0,7037); в базальтах MORB они ниже 0,7030 (в среднем 0,7026); отчетлива изотопная специфика и по неодиму.

От рассмотренных типов толеитовых базальтов заметно отличаются пикрит-базальтовые серии океанских островов и подводных поднятий, траппов и континентальных рифтовых областей. В них заметную роль начинают играть пикриты и пикробазальты, не характерные для рассмотренных выше ассоциаций. По геохимическим характеристикам толеитовые базальты, входящие в состав пикрит-базальтовых серий, занимают промежуточное положение между базальтами MORB и базальтами субщелочных серий, с которыми они часто ассоциируют.

При сравнении калиево-натриевых субщелочных серий островных дуг, континентальных рифтовых областей и океанских островов, как и в случае толеитовых базальтов, привлекает внимание близость их минерального состава как в качественном, так и в количественном отношениях.

В то же время наблюдаются некоторые различия в валовом химическом составе по-

род. Например, субщелочные оливиновые базальты энсиматических островных дуг несколько отличаются от субщелочных базальтов океанских островов повышенными концентрациями SiO_2, Al_2O_3 и пониженными – K_2O, Na_2O, TiO_2, РЗЭ (Дмитриев, Цветков, 1983). При этом распределение РЗЭ остается практически одинаковым. Определенные различия устанавливаются и по Zr, как правило, присутствующему в несколько повышенных количествах в океанских ситуациях (в среднем 280 г/т).

Различны рассматриваемые серии и в отношении присутствующих в них включений. В породах калиево-натриевой субщелочной базальтовой серии островных дуг находятся ксенолиты исключительно коровых пород, представленные магматическими, метаморфическими и осадочными образованиями (габброиды, анортозиты, амфиболиты, гарцбургиты, лерцолиты, клинопироксениты, метапелиты, фтаниты и др.). Геохимические особенности слагающих эти включения породообразующих минералов, в частности низкая глиноземистость, натриевость и хромистость клинопироксенов ультрабазитов, свидетельствуют об их принадлежности к породам офиолитовых комплексов, входящих в состав коры энсиматических островных дуг и слагающих их фундамент. В субщелочных базальтах и генетически связанных с ними толеитовых и щелочных породах океанских островов и континентальных рифтовых областей преобладают мантийные нодули – преимущественно лерцолитовые (шпинелевые и гранатовые), отчасти дунитовые и верлитовые.

Изучение случаев, где проявления однотипного субщелочного и щелочного магматизма в морфоструктурах океанического ложа и на континенте непосредственно пространственно связаны, не выявляет существенных различий между ними. Например, в пределах "линии Камеруна", трассированной цепью вулканов, расположенных на островах Гвинейского залива и далее к востоку на Африканском материке, магматические ассоциации практически не меняются, в том числе по петролого-геохимическим и изотопным характеристикам (Liotard et al., 1982).

Общей типоморфной особенностью калиево-натриевых субщелочных базальтовых серий является более низкое по сравнению с другими магматическими сериями отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$. Так, для субщелочных базальтов Гавайских островов оно составляет 0,7028 (Gast, 1969), о-ва Св. Елены – 0,7025 (Gast, 1969), о-ва Асуньсьон – 0,7025 (O'Nions, Paukhurst, 1973), о-ва Пасхи – 0,7028 (Журавлев и др., 1983), Алеутских островов – 0,7029 (McCulloch, Perfit, 1981). В то же время отношения изотопов неодима $^{143}Nd/^{144}Nd$ в субщелочных породах такие же, как и в породах толеитовой, известково-щелочной и шошонитовой серий (0,51226–0,51294).

Нетрудно видеть, что калиево-натриевые субщелочные серии разных геодинамических режимов обладают общими чертами и являются неспецифическими.

Подводя итоги, следует подчеркнуть, что на современном уровне изученности можно выделить два типа магматических серий – специфические, проявляющиеся только в связи с определенными геодинамическими условиями, и неспецифические ("сквозные"), наблюдаемые в разных геодинамических обстановках. На петрологическом уровне к специфическим относятся известково-щелочная и шошонитовая серии, типичные для зон сжатия, а также калиево-натриевая щелочная, характерная для областей растяжения. На геохимическом уровне толеитовую серию удается расчленить на три специфические подсерии: а) срединно-океанических хребтов; б) океанских островов, траппов и континентальных рифтовых областей; в) островных дуг. Две первые подсерии типичны для режимов растяжения, а последняя – для геодинамической обстановки сжатия.

Привлекает внимание то обстоятельство, что характер толеитовой пикрит-базальтовой, калиево-натриевой и натриевой щелочных и, по-видимому, калиево-натриевой субщелочной серий зон растяжения практически не зависит от типа земной коры (континентальной или океанической). По своим параметрам они перекрывают друг друга, что, очевидно, свидетельствует о весьма глубинных источниках исходных магм, на состав которых почти не влияет вещество верхних оболочек Земли. Для специфических серий зон сжатия такое взаимодействие с веществом земной коры представляется весьма вероятным.

Глава 10

ПРОБЛЕМА ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ОСНОВНОЙ МАГМЫ

Проблема дифференциации основной (базальтовой) магмы – одна из ключевых в петрологии магматических горных пород, поскольку именно базальты являются наиболее распространенной разновидностью пород из развитых на поверхности Земли. Как было показано выше, эта дифференциация может быть двух видов: 1) внутрикамерная, т.е. происходящая в камерах плутонов и приводящая к возникновению дифференцированных интрузивов; 2) внутриочаговая, т.е. происходящая в глубинных очагах и приводящая к формированию дифференцированных лавовых серий. Типичным примером дифференцированной серии первого вида служат расслоенные интрузивы основных и ультраосновных пород. Дифференцированные серии второго вида представлены би- и унимодальными (непрерывно-дифференцированными) базальт-риолитовыми или базальт-трахитовыми сериями, обычно связанными со стратовулканами.

По существу, оба типа дифференциации отражают две стороны одного процесса: в первом случае – эволюцию выделяющихся твердых фаз, во втором – равновесных с ними расплавов, поскольку глубинные очаги представляют собой не что иное как затвердевающие интрузивы разной глубинности, периодически сообщающиеся с дневной поверхностью. Поскольку интрузивы в результате тектонических процессов часто выведены на поверхность и доступны прямому наблюдению, а процессы их формирования изучены достаточно детально, представляется целесообразным обсуждение проблемы начать именно с них.

Внутрикамерная дифференциация. В настоящее время процессы внутрикамерной дифференциации наиболее полно исследованы на примере расслоенных плутонов основных и ультраосновных пород, которые, как уже указывалось, могут рассматриваться в качестве природных "экспериментальных тиглей".

Как было показано выше (см. главу 2), эти интрузивы, согласно наиболее разработанной модели, формировались путем продвижения снизу вверх маломощной зоны кристаллизации, фронтальная часть которой представляла собой изотерму ликвидуса, а тыловая – солидуса главного объема расплава. В результате из магмы постоянно выводились наиболее высокотемпературные твердые фазы, что приводило к постоянному изменению состава главного объема расплава и, как следствие, к появлению новых, уже более низкотемпературных ассоциаций минералов на фронте начала кристаллизации. Иными словами, в процессе затвердевания плутонов происходила своеобразная разгонка расплава на фракции. Это подтверждается результатами изучения расслоенных интрузивов разного вещественного состава, где, помимо смены высокотемпературных фракционатов низкотемпературными снизу вверх по разрезу, часто наблюдается и соответствующее ей изменение состава минералов в сторону их обогащения низкотемпературными миналами (скрытая расслоенность).

Из изложенного следует, что процесс затвердевания крупных плутонов обязательно сопровождается кристаллизационной дифференциацией расплава, которая является ведущим фактором крупномасштабной эволюции магм в природе. Здесь же следует подчеркнуть, что наличие ликвации в системе кристаллизующегося интрузива вряд ли

будет влиять на характер процесса затвердевания, поскольку ликвация подчиняется тем же температурным зависимостям, что и кристаллизация: она должна иметь фронтальный характер и, по всей вероятности, идти одновременно с кристаллизацией. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен ниже.

В более мелких телах магматических пород — силлах, дайках, лавовых потоках и т.д. — затвердевание, очевидно, идет иначе. Это связано главным образом с высокими скоростями их охлаждения. Изотермы здесь движутся настолько быстро, что рост кристаллов не успевает за их перемещением, и в результате кристаллизация имеет объемный, а не фронтальный, как в крупных интрузивах, характер. Соответственно меняется и распределение вещества. Тела имеют значительно более однородный состав, и ликвидусные фазы в виде минералов-вкрапленников довольно равномерно распределены в объеме. В итоге лавовые потоки с небольшими допущениями можно рассматривать как стекловатые аналоги расплавов, излившихся из жерл вулканов, в то время как кумулаты интрузивных пород по составу обычно сильно отличаются от исходных расплавов. Таким образом, организация вещества в телах магматических горных пород в значительной степени зависит от конкретного механизма их становления; она различна в крупных интрузивах и небольших маломощных телах.

Привлекает внимание то обстоятельство, что парагенезисы минералов-вкрапленников в дифференцированных лавовых сериях часто соответствуют парагенезисам кумулятивных фаз в расслоенных интрузивах, сформировавшихся при кристаллизации расплавов такого же типа. Из этого, очевидно, можно сделать два вывода. Во-первых, рассматриваемые горные породы образовались из одних и тех же расплавов, но механизм их формирования был различен. Во-вторых, возникновение дифференцированных лавовых серий, по-видимому, связано с эволюцией магмы в глубинных промежуточных очагах вулканов, представляющих собой затвердевающие интрузивы, из которых часть магмы периодически поступает на поверхность.

Физико-химические аспекты изучения внутрикамерной дифференциации базальтовых расплавов. Как известно, первые попытки экспериментального моделирования кристаллизации базальта были предприняты Н. Боуэном (1934). Впоследствии это направление развивалось американской школой петрологов-экспериментаторов Геофизической лаборатории Института Карнеги в Вашингтоне (Йодер, Шейрер, Осборн, Кусиро, Ирвайн и др.), а затем сотрудниками Геофизической лаборатории Австралийского университета в Канберре (Грин, Рингвуд, Грин и др.). Из отечественных петрологов наибольшее значение этим проблемам придавали А.Н. Заварицкий, В.С. Соболев (1961). Несмотря на большой объем проведенных исследований и очевидную справедливость сделанных выводов, идея эволюции магматических расплавов продолжает оставаться слишком общей для того, чтобы сделать выводы о характере минеральных ассоциаций пород конкретных магматических тел, особенно интрузивных, в которых дифференциация прошла наиболее полно.

Это связано с целым рядом причин, в числе которых можно назвать недоучет конкретного механизма реализации выявленных в природе закономерностей. Другая, не менее важная причина заключается в том, что подавляющая часть экспериментальных исследований и теоретических расчетов выполнена для простейших двух-, трехкомпонентных систем с фиксированным составом фаз. И это не случайно, поскольку в настоящее время строгий физико-химический анализ может быть выполнен только для таких систем. Эти работы сыграли революционную роль в развитии минералогии, позволив установить главные закономерности минералообразования. Однако многочисленные попытки перенести эти закономерности на процессы кристаллизации таких сложных систем, какими являются реальные базальтовые магмы, не привели к существенным результатам.

Очевидно, в петрологии анализ процессов на молекулярном уровне имеет лишь вспомогательное значение, поскольку этот уровень замыкается на минералообразовании, протекающем по законам микромира. В равной степени это относится и к анали-

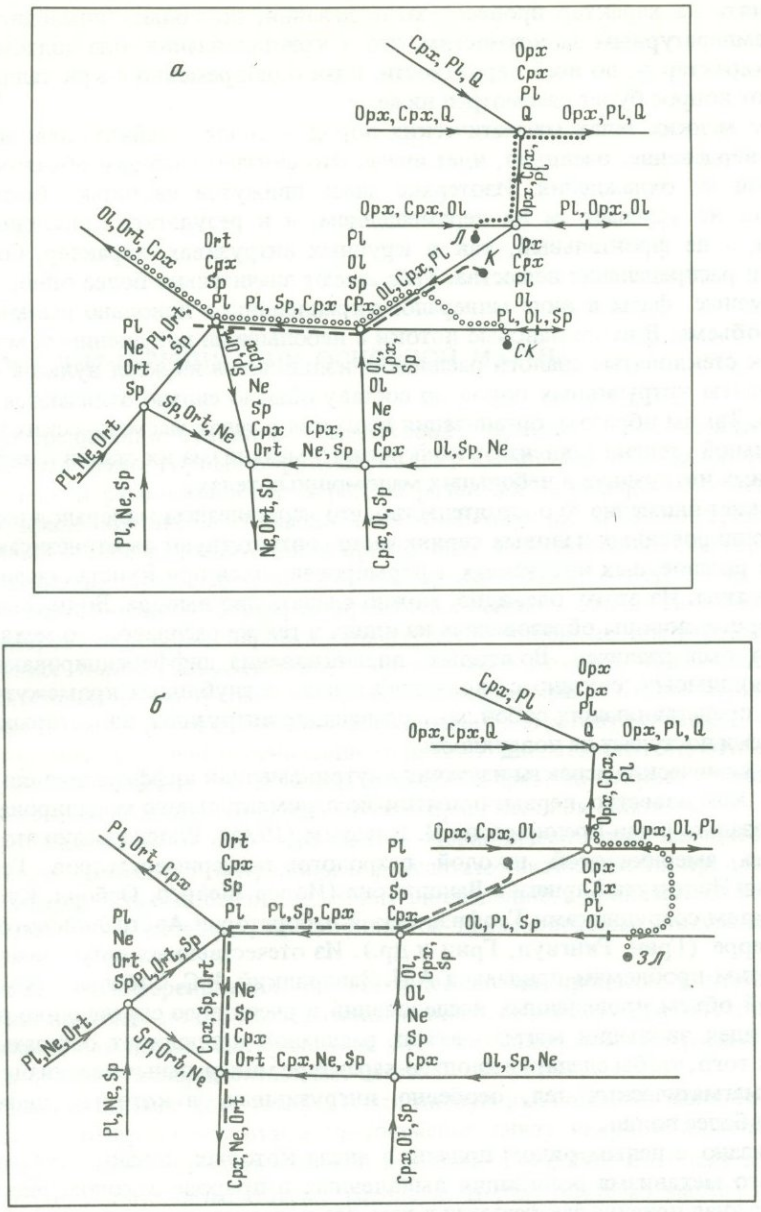


Рис. 141. Тренды кристаллизации интрузивов при различных давлениях

а – 1 кбар; *б* – 5 кбар; *в* – 8 кбар; интрузивы: *СК* – Скергаардский, *Л* – Лысогорский, *К* – Кизирский, *ЗЛ* – Златогорский, *ГВ* – Гремяха-Вырмесский, *Б* – Бушвельдский

зу минеральных фаз фиксированного состава, поскольку эти фазы отсутствуют в реальных магматических породах. Очевидно, в качестве фаз должны рассматриваться серии твердых растворов (изоморфные ряды минералов), слагающие главную массу магматических горных пород (Шарков, 1980).

Использование подобных систем особенно важно для перехода физико-химической петрологии к исследованию магматических комплексов на уровне серий горных пород. Известно, что монопородные комплексы редки; как правило, они представляют собой ассоциации пород разного состава — основных и ультраосновных, основных,

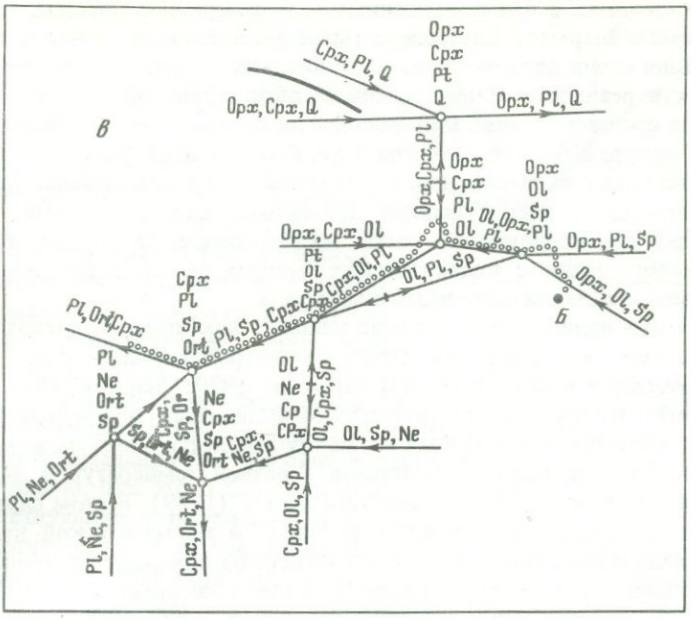


Рис. 141 (окончание)

средних и кислых, ультраосновных, основных и субщелочных и др. Исследование таких ассоциаций с помощью простейших систем невозможно, хотя бы потому, что их грани являются термальными барьерами. В природе, как показывает изучение реальных комплексов, этих барьеров значительно меньше и расплавы в процессе эволюции часто свободно переходят из одной системы в другую.

Как уже указывалось в предыдущей главе, базитовые ассоциации образованы очень ограниченным числом минералов, представляющих собой серии твердых растворов. Все они могут быть описаны в рамках четырех обобщенных систем: оливин–клинопироксен–плагиоклаз–кварц; оливин–клинопироксен–плагиоклаз–нефелин; клинопироксен–плагиоклаз–нефелин–ортоклаз; оливин–ортоклаз–плагиоклаз–кварц, построенных на основе имеющегося к настоящему времени экспериментального материала (Шарков, 1980, 1983_1). Эволюция базальтовых серий нормальной щелочности (толеитов) описывается первой системой, субщелочных базальтов и щелочных базальтоидов – комбинацией второй и третьей систем, а известково-щелочных (андезитовых) серий – комбинацией первой и четвертой систем.

Важной особенностью реальных интрузивов является то, что они формировались при разных термодинамических параметрах. Особенно большую роль при этом играет давление, которое существенно сказывается на характере минеральных ассоциаций. Поскольку в каждом конкретном случае заранее это неизвестно, приходится пользоваться наборами систем, составленных для разных давлений (температура задана составом расплава). Графические схемы кристаллизации некоторых интрузивов показаны на рис. 141.

Увеличение давления ведет главным образом к сокращению объемов оливина и плагиоклаза и к расширению объемов пироксенов и шпинели. В результате котектическая поверхность оливин–плагиоклаз, столь характерная для низких давлений, исчезает примерно при 6–7 кбар, а вместо нее появляются шпинель-пироксеновые поверхности. Соответственно наличие или отсутствие троктолитов в массиве может служить важным указанием на величину давления во время затвердевания интрузива. Величина давления может сказываться и на характере конечных продуктов, особенно при кристаллизации субщелочных базальтов; при умеренных давлениях в качестве конечных продуктов

наблюдаются сиениты, а при повышенных – нефелиновые сиениты, что имеет место в массивах Гремяха-Вырмес и Елетьозеро (Шарков, Богатиков, 1981).

Исследования серий парагенезисов кумулятивных минералов выявили одну важную закономерность реального минералообразования: появление би- и мономинеральных ассоциаций на средних стадиях кристаллизации базальтовых расплавов, таких как габбро, нориты, анортозиты, пироксениты и др. Ранее на этот факт не обращали должного внимания, поскольку их возникновение связывали с гравитационной дифференциацией, что не подтвердилось последующими детальными исследованиями. С физико-химических позиций это представляет собой необъяснимое, на первый взгляд, смещение трендов кристаллизации с котектических кривых на котектические поверхности и далее – в объем кристаллизации одного минерала.

Причины этого явления еще и сейчас неясны; некоторые исследователи связывают его с процессами типа ликвации. Проблема петрологической роли ликвации сейчас широко обсуждается в литературе (Маракушев, 1979; Шарков, 1983 и др.). По-видимому, в отличие от простейших двух-трехкомпонентных систем, исследованных экспериментально, ликвация в природных магмах подчиняется более сложным закономерностям и приводит к появлению расплавов с разной температурой ликвидуса, на что впервые обратил внимание Ф.Ю. Левинсон-Лессинг (1949). В этом случае при достижении трендом кристаллизации области ликвации в магматической камере на фронте начала кристаллизации станут выделяться минералы ликвидуса наиболее высокотемпературного из новообразованных расплавов. Более низкотемпературный расплав вместе с остаточным расплавом будет отжиматься из зоны кристаллизации в главный объем расплава, смешиваясь с ним и не влияя на ход затвердевания. Таким образом, ликвация может сказаться лишь на смещении физико-химических равновесий, что должно выразиться в появлении неожиданных минеральных ассоциаций.

Внутриочаговая (глубинная) дифференциация. Наличие дифференцированных лавовых серий предполагает существование глубинных магматических очагов, где происходит дифференциация некоего исходного расплава. Ввиду того что подобные лавовые серии обычно связаны с длительно функционирующими стратовулканами, в пределах которых эволюция расплавов идет от высоко- к низкотемпературным разновидностям, а сами лавы нередко содержат фрагменты кумулатов, которые могли бы возникнуть в результате кристаллизации подобных магм, такое предположение представляется предпочтительным по сравнению с моделью фракционного плавления в очаге с непосредственной подачей материала сразу на дневную поверхность.

Очевидно, что такие очаги могут быть разной глубинности в зависимости от конкретного строения земной коры и верхней мантии под данным вулканическим центром. Кроме того, возможно одновременное существование нескольких разноглубинных очагов, эволюционирующих в разных условиях, которые могут подпитывать друг друга, приводя к смешению магм и нарушению последовательности кристаллизации. Прямым доказательством этого являются многофазные интрузивы.

В любом случае магматические очаги представляют собой затвердевающие интрузивы, эволюция которых протекает под влиянием тех же факторов, которые имеют значение и при внутрикамерной дифференциации, с той лишь разницей, что часть расплава из главного объема здесь периодически поступает на дневную поверхность в виде лав. Не останавливаясь на конкретных причинах и механизме извержений, отметим, что организация вещества в пределах лавовых серий подчиняется другим закономерностям, чем в интрузивах. Если в последних это кумулаты, то в случае лавовых серий, наоборот, – равновесные с ними расплавы. Характер различий между ними может быть проиллюстрирован на примере простейшей двойной эвтектической системы $А–Б$ (рис. 142).

При охлаждении расплава $С$, когда он достигает температуры T_2, начнет выделяться фаза $Б$. Она будет продолжать выделяться, пока расплав будет следовать вдоль кривой $ДЕ$, и только в точке $Е$ при температуре T_3 к ней присоединится фаза $А$. Если бы такая

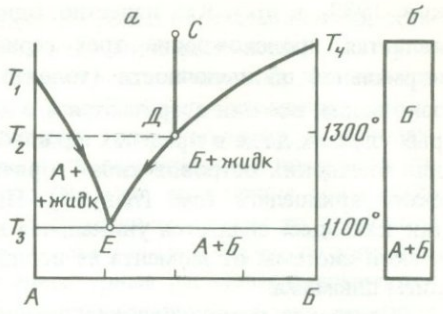


Рис. 142. Диаграмма, иллюстрирующая ход кристаллизации расплава при формировании интрузивов на примере простейшей эвтектической системы *А–Б*

а – схема кристаллизации; *б* – гипотетический разрез интрузива

кристаллизация шла в магматической камере, разрез интрузива выглядел бы следующим образом (рис. 142,*б*): его верхняя половина была бы образована кумулатами фазы *Б*, а нижняя – *А + Б*. Очевидно, что температура плавления фазы *А* и ее кумулата (T_1) или фазы *Б* (T_4) существенно выше температуры ликвидуса исходного расплава (T_2), а эвтектики *А + Б* (T_3) – существенно ниже.

Лавовые серии с этих позиций представляют собой как бы отдельные пробы расплава по мере его движения по кривой *ДЕ*. Эта особенность лавовых серий может быть использована для определения *P–T* условий в магматическом очаге, из которого поступали данные расплавы. Для этого фигуративные точки составов лав должны быть нанесены на соответствующие диаграммы, и если они расположатся вдоль котектик, это позволит определить условия их эволюции. Исследование ряда базитовых эффузивных серий, выполненное по этой методике, позволило установить, что величина давления в магматических очагах может варьировать в довольно широких пределах (от 20 до 5 кбар и менее), причем для известково-щелочных (андезитовых) серий чаще отмечаются давления порядка 18–20 кбар, а для толеитовых – 5–10 кбар (Шарков, 1983). При этом, естественно, речь может идти только об эволюции главного питающего очага; менее крупные промежуточные очаги будут играть роль "информационного шума".

Еще со времени работ Боуэна и Феннера известно, что существуют два типа дифференциации магматических серий. Первый из них – "боуэновский" – характеризуется быстрым накоплением SiO_2 и щелочей при умеренном возрастании содержаний железа. Типичный представитель этого вида дифференциации – известково-щелочная серия. Для второго – "феннеровского" – типа дифференциации типично интенсивное накопление железа и титана при очень умеренном возрастании кремнезема. Этот тип дифференциации свойствен толеитовой, субщелочной и щелочной сериям. Как уже указывалось, эти серии развиты в разных геологических ситуациях. Последние связаны главным образом с глобальными структурами растяжения – океаническими и континентальными рифтовыми областями, первые, наоборот, – с глобальными зонами сжатия вдоль деструктивных границ литосферных плит. В пределах складчатых (геосинклинальных) областей встречаются как те, так и другие серии, закономерно сменяющие друг друга во времени и в пространстве.

Не исключено, что решающую роль в появлении различий между трендами эволюции этих серий мог играть ортопироксеновый физико-химический барьер между недосыщенными и пересыщенными SiO_2 составами (Шарков, 1983_1). Он непреодолим для относительно "сухих" базальтовых расплавов, но легко проходится водонасыщенными расплавами известково-щелочной (андезитовой) серии. На этом основании можно заключить, что в областях растяжения магмообразование происходит только за счет плавления относительно "сухого" мантийного материала, в то время как в областях сжатия в плавление вовлекаются и водонасыщенные породы, по-видимому, гидратированные образования океанического дна, попавшие в мантию по зонам Заварицкого–Беньофа. Таким образом, вроде бы намечаются два различных пути мантийного магмообразования: 1) за счет чисто мантийного материала; 2) за счет смеси мантийного и гидратированного корового материала. Вопрос требует дальнейшего изучения, но с обязательным учетом геодинамических условий магмообразования.

По-видимому, не менее важную роль в петрогенезисе базальтов играет жадеитовый барьер, возникающий при давлениях порядка 15–20 кбар (Йодер, Тилли, 1965; Шар-

ков, 1983_1 и др.). Как известно, одной из важнейших проблем петрологии базальтов является происхождение трех серий базальтов, характерных для зон растяжения: нормальной по щелочности (толеитовой), субщелочной и щелочной. Как было показано выше, все они встречаются в однотипных структурах, часто совместно, а в некоторых случаях даже в пределах единого вулканического центра. Особенно это характерно для океанских островов типа "горячих точек", наиболее изученных на примере Гавайского архипелага (см. главу 5). Подобные объекты представляют особый интерес, так как здесь создается уникальная возможность наблюдать развитие единой магматической системы от момента ее возникновения до отмирания, связанного с перемещением плюмажа.

В пределах таких объектов обычно наблюдается вся гамма постепенных переходов между наиболее высокотемпературными пикробазальтовыми членами толеитовой, субщелочной и щелочной серий, т.е. океанитами, анкарамитами и анкаратритами. Это предполагает наличие особого тренда дифференциации: он движется не в сторону плагиоклазовых котектик и обогащения расплава кремнеземом, что характерно для трендов эволюции подобных расплавов в условиях умеренных и низких давлений, а в сторону обогащения щелочами при сохранении высокой мафичности магм. Это связывается с существованием жадеитового барьера, возникающего при высоких давлениях и резко меняющего характер кристаллизации расплава. При этом благодаря фракционированию Ol и Opx расплав из области толеитовых составов переходит к субщелочным, а последние при фракционировании Cpx и Gr – в область щелочных составов (Шарков, 1983_1).

С другой стороны, существование здесь трех серий, две из которых имеют четкую тенденцию к эволюции в сторону низкотемпературных плагиоклазовых котектик с появлением фракционатов риодацитового и трахитового составов, свидетельствует о том, что большая часть излившегося материала возникла в результате эволюции магмы в значительно менее глубоких промежуточных очагах. Судя по характеру находимых в лавах родственных включений – кумулатов, аналогичных породам расслоенных интрузивов основных и ультраосновных пород (Jackson, 1968), давление в этих очагах не превышало 5–10 кбар, а в некоторых очагах было и меньше. Об этом свидетельствуют присутствие в толеитовой серии разновидностей с нормативным кварцем, для появления которых расплав должен был проходить ортопироксеновый барьер, что возможно лишь в условиях низких давлений.

Как известно, при умеренных и низких давлениях существенную роль начинают играть плагиоклазовый и ортоклазовый физико-химические барьеры (Йодер, Тилли, 1965; Шарков, 1983_1). Первый из них разделяет тренды кристаллизации толеитовых и субщелочных базальтов, второй – субщелочных и щелочных базальтоидов. Очевидно, именно с этим связано появление индивидуализированных серий.

В отличие от толеитовой и субщелочной серий породы щелочной (нефелинитовой) серии дифференцированы слабо. Именно в них присутствуют ксенолиты глубинных гранатсодержащих пород – перидотитов и пироксенитов; некоторые из них, очевидно, являются кумулатами. Следовательно, эти расплавы не проходили дифференциации в промежуточных очагах.

Как известно, происхождение субщелочной и нефелинитовой серий Гавайских островов обычно связывается с погружением очага плавления на более значительные глубины (Jackson, Wrigth, 1970). В этом случае становится непонятным обогащение субщелочных и щелочных расплавов низкотемпературными и особенно летучими компонентами. Например, в породах субщелочной серии появляются такие гидроксилсодержащие минералы, как керсутит и биотит, а в нефелинитовых лавах, помимо повышения общего содержания воды, отмечаются и значительные концентрации CO_2, Cl и F. Факт общего повышения содержания летучих компонентов в лавах подтверждается также резким возрастанием степени эксплозивности извержений от толеитов к нефелинитам. Такая направленность эволюции состава магм легко объясняется накоплением легко-

плавких, в том числе и газообразных, составляющих в процессе кристаллизации остаточного магматического очага при смещении плиты над "горячей точкой". Альтернативная модель (погружения очага плавления) требует нереально высоких для океанической коры концентраций летучих компонентов в новой области плавления, расположенной к тому же существенно ниже предыдущего очага плавления, в породах, которые должны быть к этому времени обезвожены и дегазированы, поскольку до того прогревалась вся колонна нижележащих пород. По этой же причине повышение щелочности расплава не может быть объяснено уменьшением плотности теплового потока, как полагают некоторые исследователи, поскольку в этом случае по какой-то необъяснимой причине наиболее ранние высокотемпературные расплавы оказываются менее насыщенными летучими компонентами, чем выплавляющиеся из этих же пород более низкотемпературные расплавы.

Отсутствует также необходимость в привлечении довольно популярной среди геохимиков модели глубинного высокотемпературного метасоматоза вещества мантии перед выплавлением щелочных расплавов типа предлагаемой Клаги и Фреем (Clague, Frey, 1982) для Гавайских островов. Поскольку здесь последовательность событий аналогична наблюдаемой и в других регионах, где пространственно совмещены продукты базальтового магматизма разной щелочности, возникает ряд вопросов. Во-первых, неясно, почему при налии общей тенденции к увеличению щелочности расплавов по мере развития подобных магматических центров нужно привлекать совершенно другой, независимый от предыдущего механизм формирования расплавов для заключительных стадий процесса, который к тому же по непонятным причинам локализуется именно на том же месте и отсутствует в смежных районах. Во-вторых, непонятно, каким образом метасоматические процессы могут привести к взрывным явлениям, столь характерным для участков развития щелочного магматизма.

Из приведенных данных следует, что происхождение всех трех серий базитов может быть объяснено глубинной дифференциацией единого пикритового или пикробазальтового расплава нормальной щелочности в условиях существования жадеитового барьера, препятствующего уходу тренда кристаллизации в область полевошпатовых котектик. С этих позиций эволюция пикробазальтовых расплавов в условиях существования жадеитового барьера является необходимым условием формирования субщелочных и щелочных базальтоидных серий. Возникающие при этом ультраосновные расплавы разной щелочности могут являться исходными для рассмотренных серий, которые представляют собой результат вторичной дифференциации магмы в промежуточных очагах разной глубинности.

Следовательно, в пределах лавовых серий обычно приходится иметь дело с результатами по крайней мере двух независимых путей дифференциации: а) в глубинных очагах при высоких P–T параметрах, где действенны жадеитовый и ортопироксеновый барьеры; б) в очагах умеренных и малых глубин, где решающую роль играют полевошпатовые котектики и эволюция идет в сторону гранитной или фонолитовой эвтектики. Схема, иллюстрирующая эволюцию главных типов базальтовых серий, приведена на рис. 143.

Имеющиеся данные позволяют также считать, что давно подмеченная петрологами связь магматизма повышенной щелочности с мощной консолидированной корой свидетельствует о возможности появления и стабильного функционирования глубинных и промежуточных очагов. Поэтому в областях с минимальной мощностью земной коры, например в осевых частях срединно-океанических хребтов, возможно существование магматизма только нормальной щелочности, а по мере нарастания мощности коры появляется возможность возникновения все более щелочных магм.

Одной из важных проблем современной физико-химической петрологии является установление природы появления бимодальных серий, в частности толеитовой базальт-риолитовой, субщелочной базальт-трахитовой и др. Некоторые исследователи склонны рассматривать их как результат совмещения продуктов плавления мантийного (ба-

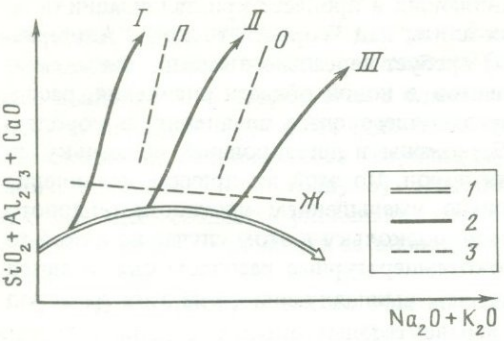


Рис. 143. Схема эволюции базальтовых серий
1 – тренд эволюции родоначального пикробазальтового расплава; *2* – тренды эволюции базальтовых серий: *I* – толеитовой, *II* – калиево-натриевой субщелочной базальтовой, *III* – щелочной; *3* – физико-химические барьеры: *Ж* – жадеитовый, *П* – плагиоклазовый, *О* – ортоклазовый.

зальтов) и корового (риолитов) вещества (Фролова, Бурикова, 1977 и др.). Однако такое объяснение не подходит к океанским островам, где сиалическая кора отсутствует, а бимодальные серии тем не менее развиты.

Другое направление, особенно интенсивно развиваемое в последнее время, связывает образование контрастных пород с явлениями ликвации (Маракушев, 1979). Однако, как было показано выше, и в данном случае речь не может идти об обособлении крупных самостоятельных объемов разных расплавов в магматической камере. Можно ожидать лишь значительно более быстрых темпов эволюции расплавов на участках ликвации, благодаря чему промежуточные разновидности пород будут развиты слабо.

Еще одна важная задача петрологии основных пород (базитов) – выявление интрузивных аналогов эффузивных серий. Традиционно сложилось, что эффузивные и интрузивные образования изучаются по разным методикам и разными специалистами. Естественно, это очень сильно затрудняет корреляцию эффузивных и интрузивных образований. Тем не менее без этого невозможно создание общей картины магматической деятельности в земной коре и решение таких вопросов, как расшифровка глубинного строения вулканических областей и определение характера эндогенных процессов в толще литосферы конкретных подвижных зон.

Поэтому уже сейчас представляется целесообразным выявление продуктов кристаллизации однотипных расплавов в разных по давлению условиях. Известно, что давление, при котором происходит формирование интрузивов, обусловлено нагрузкой вышележащих пород, а также стрессовыми напряжениями, возникающими в процессе деформаций земной коры. Пока невозможно оценить вклад каждого из этих факторов, но представляется вероятным, что ведущим является литостатическое давление, т.е. глубина формирования массива. В этом случае серия производных одного и того же расплава, кристаллизовавшихся в условиях разных давлений, будет характеризовать глубину эрозионного среза соответствующего участка земной коры. Такую последовательность, очевидно, можно называть магматической фациальной серией. Очевидно, что такую фациальную серию невозможно закартировать в пределах одной геологической структуры, поскольку, если сохранились сами эффузивные серии, то их глубинные аппараты прямому наблюдению недоступны, а если, наоборот, они вскрыты, то все, что было над ними, уничтожено эрозией. Поэтому для воссоздания таких серий приходится привлекать материалы по разным регионам, используя данные по химизму зон закалки, отражающих состав исходных расплавов, и характеру парагенезисов выделявшихся из них минералов, которые в значительной мере зависели от величины давления в процессе становления интрузивов.

Такая работа была выполнена при исследовании расслоенных интрузивов, где реальные парагенезисы кумулятивных фаз сравнивались с теоретически ожидаемой последовательностью их выделения из соответствующих исходных расплавов при разных давлениях (Шарков, 1980; Шарков, Богатиков, 1981). Из этих данных следует, что для

толеитовых базальтов (базальт-риолитовая серия) такая последовательность выглядит следующим образом: базальт (дневная поверхность) – дунит-троктолит-габбровые массивы типа Скергаардского и Йоко-Довыренского (давление ниже 4–5 кбар) – дунит-троктолит-норитовые интрузивы типа Златогорского и Чайского (давление 5–7 кбар) – дунит-гарцбургит-бронзитит-анортозит-норитовые массивы типа Мончетундровского, Стиллуотерского, Бушвельдского (давление 8–9 кбар). Дальнейшее продолжение ряда пока геологически не задокументировано; вероятно, это должны быть интрузивы, образованные дунитами, шпинелевыми лерцолитами и пироксенитами, а также габброноритами и гранатовыми пироксенитами типа массива Бени-Бушера в Марокко.

Интрузивными аналогами субщелочных базальтов являются сиенит-габбровые массивы (верлит-пироксенит-троктолит-габбро-анортозит-сиенитовые) типа развитых в Алтае-Саянской области (давление от 1 до 4–5 кбар) и оливинит-верлит-пироксенит-габбро-анортозит-нефелин-сиенитовые, такие как Гремяха-Вырмес и Елетьозерский на Балтийском щите (давление 6–7 кбар). Более глубинные аналоги субщелочных базальтов неизвестны.

Очевидно, подобные фациальные серии могут быть установлены и для других типов расплавов. Выявление и уточнение таких серий – необходимое условие понимания магматического процесса в целом. При этом нужно иметь в виду, что продукты кристаллизации расплавов одного и того же типа несут соответствующую рудную минерализацию и поэтому установление фациальных серий имеет и прогнозно-металлогеническое значение.

Проблема спилитов. Как известно, происхождение спилитов является одной из нерешенных проблем современной петрологии. Спилиты – базальты, состоящие главным образом из кислого плагиоклаза (альбита или альбит-олигоклаза) и клинопироксена, иногда оливина, магнетита и роговой обманки. Присутствие реликтов лабрадора или андезина внутри кристаллов альбита свидетельствует о том, что полевые шпаты представляют собой продукты альбитизации более основного плагиоклаза. Для спилитов вообще характерно широкое развитие вторичных изменений, в частности интенсивная карбонатизация, хлоритизация, эпидотизация.

Основная сложность в понимании природы этих образований заключается в отсутствии спилитов среди продуктов современного вулканизма. Они наблюдаются главным образом в пределах складчатых областей и некоторых древних рифтовых зон. Поэтому относительно их происхождения существуют различные гипотезы.

Согласно наиболее распространенной точке зрения, альбитизация спилитов связана с эпимагматической реакцией толеитового базальта в условиях извержения на дне моря (Заварицкий, 1956; Тернер, Ферхуген, 1961; Wedepohl et al., 1983 и др.). Предполагается, что натрий и кремнезем, необходимые для реакции альбитизации, берутся частью из базальтовой магмы, а частью (натрий) – из морской воды. Однако в этом случае все дно океанов должно было быть выстлано спилитами, а на самом деле спилиты на дне океанов пока неизвестны.

Согласно другой гипотезе, спилитизация толеитов связана с региональным низкотемпературным метаморфизмом натриевого профиля, характерным для раннегеосинклинальной стадии развития подвижных областей (Маракушев, 1979 и др.).

Существуют и иные гипотезы, предусматривающие контаминацию магмой натрия и воды из вмещающих граувакк (Тернер, Ферхуген, 1961), автометаморфизм, автометасоматоз и др. (Spilites. . . , 1974).

Некоторые исследователи склонны принять существование специфической спилитовой магмы (Spilites ..., 1974). В пользу этого свидетельствуют как текстурные наблюдения (часто полное сохранение ненарушенных магматических текстур и структур пород при всепроникающем характере процесса), так и находки лапиллей спилитов, свидетельствующие о том, что спилитизация происходила непосредственно в момент извержения, а также находки интрузивных аналогов спилитов типа Дубровского интрузива (см. главу 2).

Характерно, что в подавляющем большинстве случаев породы, относимые к спилитам, помимо высокой натриевой щелочности, приписываемой метасоматическим процессам, обладают и другими особенностями субщелочных базальтов: реликтовый клинопироксен в них обычно представлен титанавгитом, в породах много апатита, титаномагнетита, ильменита, присутствуют реликты первично-магматических биотита и керсутита. В геохимическом плане им свойственны высокие концентрации P, Y, Ba, Be, V, Sr, Zr, совершенно не типичные для толеитовых, но весьма обычные для субщелочных базальтов. Вряд ли весь этот комплекс особенностей может быть объяснен только наложенными процессами без учета состава первичного расплава. Практика сравнения спилитов с толеитовыми, а не с субщелочными базальтами (см. главу 3), на наш взгляд, не совсем корректна. Среди эвгеосинклинальных базальтов отмечаются как толеиты, так и спилиты, однако совместное нахождение нормальных по щелочности и субщелочных базальтов – довольно обычное явление для ряда геодинамических ситуаций (континентальные рифты, океанские острова и др.). Поэтому находки толеитовых базальтов среди спилитов никак не могут свидетельствовать о происхождении последних за счет толеитов.

Вероятно существование первичного спилитового расплава, который мог представлять собой субщелочной базальт с относительно высоким содержанием H_2O и CO_2 (Шарков, 1983). При охлаждении такого расплава равновесный с ним флюид обогащается ионами натрия. С другой стороны, при понижении температуры роль главного кислотного компонента переходит к угольной кислоте, активность которой резко возрастает. Очевидно, при взаимодействии такого флюида с существенно кальциевым плагиоклазом должна происходить интенсивная альбитизация последнего с выносом кальция в форме кальцита и частично – эпидота. Параллельно идет серпентинизация оливина и хлоритизация биотита, замещение клинопироксена и коричневой роговой обманки актинолитом и хлоритом, а также разложение ильменита и титаномагнетита с появлением титанита, рутила и пирита.

По мере дальнейшего охлаждения пород в условиях субсолидуса вплоть до температур $< 330^{\circ}$ C тенденция к формированию низкотемпературной ассоциации усиливается за счет реакции анортита с остаточными межзерновыми натриево-карбонатными растворами, что приводит к появлению альбита и кальцита. Таким образом, в обширной области солидуса и субсолидуса рассмотренных выше расплавов длительное время существуют и поддерживаются условия, при которых должно происходить преобразование ранних высокотемпературных минеральных фаз в типичную спилитовую ассоциацию.

Как известно, натриево-карбонатные растворы являются активными растворителями меди. В связи с этим привлекает внимание присутствие обильной вкрапленности пирита и халькопирита в многочисленных альбит-карбонатных жилках, возникающих на поздних стадиях становления пород. Это позволяет считать, что промежуточные очаги спилитовых вулканов (интрузивы типа Дубровского) могут служить источником рудного вещества для различного рода колчеданных стратиформных месторождений, обычно ассоциирующих со спилит-кератофировыми комплексами.

Все изложенное, однако, вовсе не означает, что проблему спилитов можно считать решенной. Не исключено, что часть спилитов возникает при зеленокаменном перерождении пород. Однако этот процесс наиболее вероятен для субщелочных базальтов, которые "предрасположены" к подобного рода изменениям. Для базальтов нормальной щелочности он весьма проблематичен.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Магматические горные породы основного состава слагают большую часть современной земной коры, особенно коры океанического типа. Они встречаются в разных геодинамических обстановках и появляются на разных стадиях эволюции складчатых областей. В настоящее время общепризнанно их глубинное, мантийное, происхождение, что подтверждается находками в них ксенолитов мантийных пород и результатами геофизических исследований в областях развития современного вулканизма.

Благодаря глобальному распространению базитов они могут служить индикаторами геодинамического режима. Высокая современная активность базитового магматизма позволяет непосредственно изучать широкий круг проблем, связанных с пространственным распределением разных типов базитов, их связями с определенными морфоструктурами Земли и конкретными геодинамическими ситуациями. Эти данные представляют первостепенную важность для реконструкции палеотектоники и палеогеодинамики в пределах складчатых (геосинклинальных) поясов, активное развитие которых уже давно закончилось.

Широкое развитие базитов в геологических образованиях разных эпох (от раннего докембрия до настоящего времени) делает их весьма удобными объектами для изучения эволюции магматизма в истории Земли. Ретроспективный подход к изучению базитов позволяет установить основные тенденции в изменении их вещественного состава и характера ассоциаций в процессе развития складчатых областей и планеты в целом.

Поэтому, подводя итог описанию основных магматических пород, представляется целесообразным кратко остановиться на главных особенностях базитового магматизма, характеризующих современную степень его изученности в указанных аспектах.

1. Благодаря своей распространенности базиты являются непременным членом большей части магматических ассоциаций (формаций), зачастую играя в них индикаторную роль. Это позволяет рассматривать пространственное распределение тех или иных естественных сообществ базитов в прямой связи с их приуроченностью к тем или иным геотектоническим элементам земной коры и определенным этапам или стадиям их развития. Представления о магматических ассоциациях (формациях) удобны для анализа эволюции магматизма в пределах складчатых (геосинклинальных) поясов и Земли в целом, поскольку они подчеркивают направленный необратимый характер их развития.

С другой стороны, при исследовании петрологических сторон проблемы базитового магматизма более удобными оказались представления о магматических сериях, таких как толеитовая, известково-щелочная (андезитовая), калиево-натриевая субщелочная и калиевая субщелочная (шошонитовая), а также щелочные калиево-натриевая и калиевая, которые в данной книге специально не рассматривались. Каждая серия характеризуется определенной спецификой минерального и химического состава, позволяющей сделать вывод о генетическом родстве слагающих ее пород, обычно связанных общностью пространственного положения. По существу, магматические серии являются ассоциациями пород, подчиняющихся одним и тем же физико-химическим закономерностям, – овеществленными типами трендов дифференциации.

Поэтому при характеристике базитового магматизма были реализованы оба подхода – формационный, особенно при анализе магматизма складчатых поясов, и петрологический (сериальный), что позволило осветить как общегеологические, так и петрогенетические аспекты проблемы.

2. Проведенное изучение связи базитового магматизма с геодинамическими режимами в пределах континентальных и океанических сегментов земной коры позволило установить, что часть магматических серий (специфические) связана с определенными типами режимов, а другие (неспецифические) развиты и в тех, и в других магмоактивных зонах. К неспецифическим (или "сквозным") сериям относятся толеитовая и калиево-натриевая субщелочная серии. Специфическими для зон растяжения (спрединга в широком смысле) и областей внутриплитного магматизма, независимо от типа земной коры, являются калиево-натриевая щелочная, а для зон преимущественного сжатия – известково-щелочная и шошонитовая серии. Калиевая щелочная серия характерна преимущественно для областей сжатия, но встречается и в зонах растяжения; в последнем случае она наблюдается только в пределах континентальных сегментов и пока неизвестна в океанах.

На геохимическом уровне в пределах этих серий можно выделять специфические разновидности. Так, например, толеитовые базальты MORB образуются только в осевых частях срединно-океанических хребтов, но неизвестны в магмообразующих структурах континентов. Специфическими для зон внутриплитного магматизма континентов и океанов являются пикрит-базальтовые серии континентальных рифтов, трапповых полей, океанских островов, зон трансформных разломов и др. С другой стороны, толеитовые базальты ранних стадий развития островных дуг обладают весьма своеобразным спектром редкоземельных элементов и по этому признаку также могут быть отнесены к специфическим образованиям зон сжатия. Наблюдаются некоторые петрохимические различия и между образованиями калиево-натриевых субщелочных серий областей сжатия и растяжения.

3. Значительный интерес представляют общие тенденции эволюции базитового магматизма в пределах главных магмообразующих структур. Наиболее ясная картина устанавливается для внутриплитного магматизма океанских островов, например Гавайских, где мощный инициальный пикрит-базальтовый толеитовый магматизм сменяется во времени субщелочным, а затем щелочным, который завершает формирование вулканических центров. В более завуалированном виде направленное повышение щелочности магматизма проявляется в пределах континентальных рифтов и трапповых полей, где оно труднее устанавливается из-за огромных масштабов магматических явлений, рассредоточенных на больших площадях. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что тип земной коры существенно не влияет на характер внутриплитного магматизма. Это хорошо видно на примере "линии Камеруна", которая начинается в пределах океанической абиссальной равнины и в виде цепочки действующих вулканов прослеживается на Африканский континент. Характер магматической деятельности при этом практически не меняется: на всем ее протяжении преобладают субщелочные базальты и щелочные базальтоиды калиево-натриевого типа. Отсутствие существенных различий в характере внутриплитного магматизма океанов и континентов, очевидно, свидетельствует о весьма глубинных источниках магм, на состав которых практически не влияет вещество верхних оболочек Земли.

Вместе с тем в пределах некоторых континентальных рифтовых областей может реализоваться и противоположная тенденция (снижение щелочности пород в ходе эволюции магматизма), которая, по-видимому, в конечном итоге может привести к раскрытию океанов. Единственным в настоящее время примером такой эволюции является Красноморский рифт. Здесь во времени и в пространстве (от краев вовнутрь) наблюдается смена преимущественно субщелочного, в меньшей степени толеитового пикрит-базальтового вулканизма (Эфиопский рифт, Аравия и др.) преимущественно толеитовым пикрит-базальтовым вулканизмом "переходного типа" (треугольник Афар). Толеитовые базальты типа MORB устанавливаются только в осевой части раздвига.

Подобные тенденции наблюдаются в развитии континентальных рифтовых областей начиная, по крайней мере, с раннего протерозоя.

4. Магматизм зон преимущественного сжатия на активных окраинах континентов и океанов также начинается с толеитовых базальтов, в ассоциации с которыми в последнее время стали выделять своеобразные, во многом еще загадочные образования бонинит-марианитовой серии. Последние часто встречаются в офиолитовых комплексах. Однако специфическими для зон сжатия являются известково-щелочная и калиевая субщелочная (шошонитовая) серии, а в ряде случаев и калиевая щелочная серия. Образования калиево-натриевой субщелочной серии не имеют определенного места в последовательности событий и обычно тяготеют к тыловым частям структур.

5. В пределах конкретных комплексов и ассоциаций эволюция магматических процессов в целом происходит в соответствии с физико-химическими закономерностями, определяемыми в первую очередь кристаллизационной дифференциацией. Формирование лавовых серий и интрузивов обычно начинается с наиболее высокотемпературных высокомагнезиальных разновидностей пород и завершается наиболее низкотемпературными членами серий. При этом в ассоциациях, возникших за счет эволюции толеитовой и субщелочных серий, преобладающей разновидностью пород являются базальты, а в интрузивном варианте – габброиды. Обращает на себя внимание и явно выраженная бимодальность: породы среднего состава обычно встречаются в резко подчиненном количестве по сравнению с поздними более кислыми дифференциатами – риодацитами или трахитами. Особенно это характерно для базальтового магматизма континентальных рифтов и океанских островов.

6. Эволюция базитового магматизма в пределах складчатых (геосинклинальных) поясов в самых общих чертах выглядит следующим образом. В основании геосинклинальных (эвгеосинклинальных) разрезов обычно наблюдаются базальты, нередко в ассоциации с гипербазитами. Они, как правило, обладают признаками подводного происхождения (пиллоу-лавы) и обычно претерпевают зеленокаменное перерождение. Наименее измененные разновидности часто отвечают составу толеитовых базальтов с геохимическими характеристиками, приближающимися к базальтам MORB и задуговых морей. Сильно измененные (альбитизированные, хлоритизированные и карбонатизированные) разновидности, известные под названием спилитов, часто обнаруживают все признаки субщелочных пикрит-базальтовых серий и, возможно, произошли за счет последних. Вопрос требует дальнейшего изучения, однако имеющиеся данные уже позволяют указать на необходимость более внимательного отношения к проблеме раннегеосинклинального субщелочного магматизма. Это тем более важно, что в настоящее время широко распространены представления о том, что современными аналогами геосинклиналей являются краевые моря типа Японского, в сложении дна которых в значительной мере участвуют субщелочные базальты.

На следующем этапе развития складчатых областей широко распространены образования известково-щелочной серии (гиперстеновые базальты, андезиты и др.), что свидетельствует о смене геодинамического режима растяжения сжатием. Орогенный этап характеризуется преобладанием пород известково-щелочной серии, в том числе калиевых гранитоидов, и, наконец, позднеорогенный – появлением субщелочных серий, что, по-видимому, указывает на новый переход к режиму растяжения или внутриплитному.

7. При рассмотрении проблемы эволюции базитового магматизма в истории Земли мы исходили из того, что в современной геодинамической обстановке могут быть представлены не все типы магмоактивных областей, существовавших на Земле, особенно на ранних этапах ее развития. Пока наиболее показательными примерами в этом плане являются коматиитовый магматизм зеленокаменных поясов архея и анортозитовые комплексы раннего протерозоя, не имеющие аналогов в фанерозое. За этими исключениями магматические образования докембрия мало отличаются от фанерозойских. Из общих тенденций эволюции магматизма можно отметить уменьшение роли субщелоч-

ных и особенно щелочных пород по мере удревнения возраста комплексов; в раннем докембрии резко преобладают базиты нормальной щелочности.

В связи с этим интересен тот факт, что на Луне, активный период развития которой закончился в архее, базиты нормальной щелочности являются единственным типом пород. Здесь выделяются две разновидности базитов – морские и континентальные. Морские базальты, за исключением высокотитанистых пород, в целом близки к образованиям толеитовой серии Земли, а высокоглиноземистые континентальные базиты с известными оговорками могут быть сопоставлены с образованиями известково-щелочной серии.

Открытие на Луне анортозитов позволило однозначно решить и проблему докембрийских анортозитов Земли в пользу их магматического происхождения, поскольку на Луне процессы регионального метаморфизма и метасоматоза отсутствуют. Имеющиеся в настоящее время данные по петрологии земных анортозитов свидетельствуют о том, что специфические анортозитовые расплавы не существовали. Появление анортозитов, по-видимому, связано с дифференциацией различных магматических расплавов (преимущественно толеитовых и известково-щелочных) в нижних частях древней земной коры в условиях повышенных давлений. Не исключено, что анортозиты формировались и в фанерозойских складчатых областях, где они, возможно еще не вскрыты эрозией.

8. Благодаря тому что базальтовые расплавы имеют глубинное происхождение, в условиях умеренных и низких давлений, существующих в земной коре, они находятся далеко от равновесия, и поэтому их кристаллизация сопровождается довольно многочисленными фазовыми переходами (сменой минеральных ассоциаций). По этой причине они весьма чутко реагируют на термодинамические условия, в которых происходит их затвердевание, особенно на величину общего давления и парциального давления летучих компонентов. В случае интрузивов образующиеся минеральные ассоциации в результате направленного характера процесса затвердевания могут последовательно сменять друг друга в разрезе, формируя расслоенную текстуру массивов. Возможность прямого изучения результатов такой "разгонки" реальных расплавов на фракции в природных условиях имеет важное значение для понимания физико-химических закономерностей кристаллизации реальных магм, выявления конкретных путей их осуществления в природе, а также для оценки P–T параметров, при которых происходило формирование конкретных интрузивов.

Кроме того, часть интрузивов, очевидно, представляла собой промежуточные очаги вулканов, поэтому их изучение позволяет непосредственно исследовать характер и конкретный ход эволюции магм в условиях таких очагов.

9. Для реконструкции магматических режимов складчатых областей, характеризующихся крайне неравномерным эрозионным срезом, важно выявление интрузивных аналогов эффузивных серий. Проведенное изучение позволило установить, что, например, интрузивными аналогами толеитовых базальтов служат расслоенные интрузивы основных и ультраосновных пород, а калиево-натриевых субщелочных базальтов – сиенит-габбровые интрузивы. Изучение парагенезисов минералов кумулуса в пределах этих интрузивов позволило разделить их на образования разной глубинности, совокупность которых предлагается называть магматическими фациальными сериями.

В подавляющем большинстве случаев основные породы возникли при кристаллизации базальтовых или пикритовых расплавов. Однако в случае интрузивных образований они могут представлять собой наиболее высокотемпературные кумулаты (фракционаты) андезитовых (анортозит-мангеритовые, габбро-диоритовые комплексы) или даже дацит-риолитовых (анортозит-рапакивигранитные комплексы) расплавов. Здесь основные породы играют роль, аналогичную ультраосновным кумулатам в расслоенных интрузивах основных и ультраосновных пород, возникших при кристаллизации базальтов.

10. Велика роль базитов как источников рудного вещества. С ними и с продуктами их дифференциации и вторичной переработки связаны многочисленные месторождения

таких металлов, как Cu, Ni, Co, Pt, Fe, Ti, Au, Zn, Ag и др., а также месторождения исландского шпата, агатов и других полудрагоценных и поделочных камней. Кроме того, некоторые основные породы, например анортозиты, сами могут служить сырьем для алюминиевой промышленности. Широко используются базиты и в качестве строительного и облицовочного материала.

Мощная эндогенная активность, сопровождающая формирование базальтовых ареалов, нередко приводит к появлению ассоциирующих с ними стратиформных колчеданных месторождений, связанных, по-видимому, с фумарольной и гидротермальной деятельностью.

Приведенные в данной монографии материалы показывают, что базитовый магматизм является ведущим корообразующим процессом на всех этапах эволюции геологической истории Земли и, вероятно, планет земной группы. Многообразие основных пород, приуроченных к определенным тектоническим структурам, позволяет использовать их в качестве индикаторов геодинамического режима в тех или иных участках нашей планеты. Связь с ними целого ряда важных полезных ископаемых определяет их практическую значимость.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамович И.И., Клушин И.Г. Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978.

Авдейко Г.П., Мархинин Е.К. Современный вулканизм океанов. – В кн.: Геология океана: осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979.

Альмухамедов А.И., Матвиенков В.В., Кашинцев Г.Л. Редкие элементы в толеитовых базальтах осевой зоны Красного моря. – Докл. АН СССР, 1982, 265, № 3.

Андреева Е.Д. О вулкано-плутонической формации щелочных основных пород. – В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973.

Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984.

Анортозит-рапакивигранитная формация. Л.: Наука, 1978.

Афанасьев Г.Д., Борсук А.М., Кондаков Л.А. и др. Конкретные магматические формации Северного Кавказа. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 7.

Ашихмина Н.А., Богатиков О.А., Диков Ю.П. и др. Новое в минералогии Луны. – Минерал. журн., 1983, 5, № 6.

Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Происхождение известково-щелочных магм. М.: Наука, 1983.

Бантова М.А., Левковский Р.З., Шарков Е.В. Геология, вещественный состав и возраст пород Салминского комплекса гранитов рапакиви и габбро-анортозитов. – Сов. геология, 1975, № 7.

Баранов Г.И., Кропачев С.М. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойском этапах развития. – В кн.: Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976.

Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В., Гаранин А.В. Основные черты геохимии лунных пород. – В кн.: Грунт из материкового района Луны. М.: Наука, 1979.

Барсуков В.Л., Когарко Л.Н., Романчев Б.П. Физико-химические параметры дифференциации щелочно-базальтовых магм островов Южной Атлантики. – Геохимия, 1981, № 12.

Белов И.В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Белоусов В.В., Милановский Е.Е. О тектонике и тектоническом положении Исландии. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, 50, вып. 3.

Белоусов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В. и др. Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974. Т. 3.

Биркис А.П. Анортозит-гранитная формация Восточно-Европейской платформы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ АН СССР, 1980.

Богатиков О.А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1966.

Богатиков О.А. Анортозиты СССР. М.: Наука, 1979.

Богатиков О.А., Биркис А.П. Магматизм докембрия Западной Латвии. М.: Наука, 1973.

Богатиков О.А., Дмитриев Ю.И. Формационные типы тихоокеанских базальтов. – В кн.: Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984.

Богатиков О.А., Суханов М.К., Цветков А.А. Анортозиты в океане. – В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983.

Богданова Н.Г. Строение, состав и структурное положение Геранского анортозитового массива: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1983.

Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979.

Борсук А.М., Геншафт Ю.С., Цветков А.А. Магматизм в эволюции Алеутской островной дуги. – В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982.

Боуэн Н.Л. Эволюция изверженных пород. М.; Л.: ГОНТИ, 1934.

Велинский В.В., Лапин Б.Н., Вартанова Н.С. Особенности петрохимического состава пород кембрийского вулканизма Горного Алтая. – В кн.: Минералогия и петрохимия интрузивных комплексов Сибири. Новосибирск: Наука, 1982.

Виноградов А.П. Дифференциация вещества Луны. – В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975.

Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Высоцкий С.В., Пущин И.К., Таскаев В.И., Кирюхина Н.И. Первая находка оливинового

бонинита в желобе Тонга. – Докл. АН СССР, 1983, 271, № 1.

Гапошина Е.В., Дворкина Б.Д., Рудник В.А. Петрохимическая эволюция вулканизма зеленокаменных поясов архея. – В кн.: Роль магматизма в эволюции литосферы. М.: Наука, 1984.

Геология дальневосточной окраины Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.

Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.

Геология Сибирской платформы. М.: Недра, 1966.

Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983.

Гилярова М.А. Спилиты Кончезерского района Карело-Финской ССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1941.

Гликсон А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов; данные по щитам южного полушария. – В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980.

Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского региона. М.: Госгеолтехиздат, 1959.

Голдин Б.А., Пучков В.Н. Формация щелочных базальтоидов Приполярного Урала и ее тектоническое положение. – Докл. АН СССР, 1974, 216, № 6.

Гоньшакова В.И., Тронева Н.В., Дмитриева М.Т. О редком хромшпинелиде в кимберлитовых породах Восточного Приазовья. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 12.

Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенеги. М.: Недра, 1968.

Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977.

Грин Т. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях. – В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.

Дагелайская И.Н., Мошкин В.Н. Петрология зон анортозитизации в докембрии Алдано-Станового щита. – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1977, ч. 106, вып. 6.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965–1966. Т. 1–5.

Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1974.

Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Сущевская Т.М. Толеиты Атлантики: петрология и геохимия. – В кн.: Геохимия, минералогия. М.: Наука, 1980.

Дмитриев Ю.И. Траппы и исландский шпат р. Чоног. – Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 88.

Дмитриев Ю.И. О некоторых закономерностях кристаллизации траппов различной основности. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 8.

Дмитриев Ю.И. Формационный тип базальтов океанских структур растяжения. – В кн.: Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1981.

Дмитриев Ю.И. Островодужные черты в базальтах Центрально-Американского желоба. – В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982.

Дмитриев Ю.И. Траппы и мобилизм. – В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенезиса. М.: Наука, 1983.

Дмитриев Ю.И., Цветков А.А. Магматизм активных окраин океана. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 3.

Добрецов Н.Л., Шараськин А.Я., Лаврентьев Ю.Г. и др. Вулканические породы серии марианит–бонинит. – В кн.: Геология дна Филиппинского моря. М.; Наука, 1980.

Дук Г.Г. Структурно-метаморфическая эволюция пород печенгского комплекса. Л.: Наука, 1977.

Ермаков В.А. Мегаплагиофировые лавы Камчатки – вероятный аналог анортозитовых пород. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 10.

Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарев А.П., Тян В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977.

Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967.

Журавлев Д.З., Чернышев И.В., Цветков А.А. и др. Происхождение магм Алеутской островной дуги по данным изучения изотопных соотношений $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{87}Sr/^{86}Sr$ и распределения TR элементов. – Докл. АН СССР, 1983, 270, № 6.

Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1956.

Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химическая петрология изверженных горных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1961.

Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Суслова С.Н. Геологической строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. Л.: Наука, 1964.

Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978.

Золотухин В.В. Дифференцированные рудоносные траповые интрузии Норильского и сопредельных регионов. – В кн.: Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1978.

Зоненшайн Л.П., Монин А.С., Сорохтин О.Г. Тектоника Красноморского рифта в р-не 18° с.ш. – Геотектоника, 1981, № 2.

Зубатарева Л.И., Кабанова Е.С., Рудник Г.Б. Магматизм (магматические породы) океанских островов. – В кн.: Геохимия. Минералогия. Петрография. М.: ВИНИТИ, 1978, т. 10.

Изох Э.П. Многофазные магматические серии, их происхождение, отношение к тектонике коры и подкоровым процессам. – В кн.: Магматизм и тектогенез. М.: Наука, 1968.

Исландия и срединно-океанический хребет: Геохимия. М.: Наука, 1978.

Иодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965.

Казьмин В.Г. Геодинамика Африкано-Аравийской рифтовой системы. – Геотектоника, 1976, № 6.

Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Аллохтонные офиолиты Урала. М.: Наука. 1983.

Канн Дж.Р. Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана. – В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.

Карсаков Л.П., Ленников А.М., Натарова З.С. Новые данные о строении, составе и рудоносности Джугджурского анортозитового массива. – Докл. АН СССР, 1977, 232, № 2.

Кепежинскас В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979.

Киселев А.И., Медведев М.Е., Головко Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979.

Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981.

Классификация магматических лунных пород. М.: Недра, 1985.

Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973.

Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982.

Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979.

Колосков А.В., Хубуная С.А. Об анортозитовой тенденции в ходе эволюции вулканизма островных дуг. – В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982.

Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983.

Конников Э.Г., Ермолов П.В., Добрецов Г.Л. Петрология синиверсионных габбро-гранитовых серий. Новосибирск: Наука, 1977.

Кононов В.И., Мамырин Б.Н., Поляк Б.Г., Хабарин Л.В. Изотопы гелия в газах гидротерм Исландии. – Докл. АН СССР, 1974, 217, № 1.

Континентальные рифты. М.: Мир, 1981.

Коростелов В.И. Геология и тектоника Южного Верхоянья. М.: Наука, 1982.

Крамаренко Н.К. Фазовый состав, пластинчатое строение и иризация плагиоклазов. Киев: Наук. думка, 1975.

Кривенко А.П. Сиенит-габбровый плутон Большой Таскыл в Кузнецком Алатау. Новосибирск: Наука, 1973.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.

Куликов В.С., Куликова В.В. Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс. – В кн.: Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л.: Наука, 1981.

Куликов В.С., Куликова В.В. Коматииты докембрия Балтийского щита. – В кн.: Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1982.

Куликов В.С., Куликова В.В., Фурман В.Н., Черепанов А.А. Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс. – В кн.: Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л.: Наука, 1981.

Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Этюды по петрогенезису. – Избр. тр. Л.; М.: Изд-во АН СССР, 1949.

Леднева В.П., Порошин Е.Е. Петрохимическое районирование базальтов Тунгусской синеклизы. – Геология и геофизика, 1981, № 11.

Ленников А.М. Анортозиты юга Алданского щита и его обрамления. М.: Наука, 1979.

Логачев Н.А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977.

Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Наука, 1980.

Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Лучицкий И.В. О кислых магматических породах океанов. – Геотектоника, 1973, № 5.

Магматические горные породы: Классификация, номенклатура, петрография. М.: Наука, 1983.

Магматические горные породы: Щелочные породы. М.: Наука, 1984.

Магматические формации раннего докембрия территории СССР. М.: Недра, 1980. Т. 3.

Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979. Т. 1.

Маракушев А.А. Проблема генезиса расслоенных интрузивов. – В кн.: Контактовые процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Наука, 1979.

Маракушев А.А., Омельяненко П.Ф., Феногенов А.Н. Вопросы генезиса медно-никелевого оруденения в расслоенных интрузивах базит-гипербазитового состава. – В кн.: Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием. М.: Наука, 1981.

Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю., Шараськин А.Я. Особенности петрохимии офиолитов и некоторые проблемы их генезиса. – Геотектоника, 1977, № 6.

Марфунин А.С. Полевые шпаты – фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. – Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 78.

Масайтис В.Л. Базитовые магматические формации Сибирской платформы. – В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973.

Масайтис В.Л. Пермский и триасовый вулканизм Сибири: проблемы динамических реконструкций. – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1983, ч. 112, вып. 4.

Мерзляков В.М. Об ордовикском вулканизме Северо-Востока СССР. – В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М: Наука, 1973.

Минерагения Сибирской платформы. М.: Недра, 1970.

Михайлов Н.П., Иняхин М.В., Ляпичев Г.Ф.

Петрография Центрального Казахстана. Т. 2. Интрузивные формации основных и ультраосновных пород. М.: Недра, 1971.

Михайлов Н.П., Масайтис В.Л., Москалева В.Н. Никеленосные магматические формации. – В кн: Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием. М.: Наука, 1981.

Михайлов Н.П., Шарков Е.В., Слодкевич В.В. Расслоенные стратиформные интрузивные комплексы в тектоно-магматическом развитии земной коры. – В кн.: Петрология. М.: Наука, 1980.

Муравьева Н.С., Щевалевский И.Д., Игнатенко К.И., Щербовский Е.Я. Окислительно-восстановительные условия кристаллизации и состав окисленных минералов-вкрапленников в породах риолит-базальтовой ассоциации Исландии. – Геохимия, 1980, № 6.

Мурс Э.М., Вайн Ф.Дж. Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора. – В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.

Нестеренко Г.В., Альмухамедов А.И. Геохимия дифференцированных траппов. М.: Наука, 1973.

Нурлыбаев А.Н. Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Алма-Ата: Наука, 1973.

Олейников Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Новосибирск: Наука, 1979.

Орлов Д.М. Петрология расслоенных титаноносных интрузий Алтае-Саянской складчатой области. Л.: Недра, 1975.

Основные черты геологического строения Японского моря. М.: Наука, 1978.

Остроумова А.С., Румянцева Н.А. Щелочные вулканические формации складчатых областей. Л.: Недра, 1967.

Перфильев А.С., Херасков Н.Н. Диабазовые комплексы и проблемы тектонической расслоенности океанической коры. – В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980.

Петрология и метаморфизм древних офиолитов. Новосибирск: Наука, 1977.

Полканов А.А. Плутон габбро-лабрадоритов Волыни УССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1948.

Полканов А.А., Елисеев Н.А., Елисеев Э.Н., Кавардин Г.Н. Массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. Л.: Наука, 1967.

Полунина Л.А. Петрохимические особенности триасовых траппов Сибирской платформы. – Тр. ВСЕГЕИ. Н.С., 1979, 190.

Поляков А.И., Ильин Н.П., Муравьева Н.С. Условия кристаллизации пород риолит-базальтовой серии Исландии (по данным состава минералов-вкрапленников и коэффициентам распределения). – Геохимия, 1976, № 7.

Пополитов Э.И., Волынец О.Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981.

Порошин Е.Е., Румянцева Н.А., Соколова Е.П. Клинопироксены пород различных вулканических ассоциаций. – В кн.: Породообразующие минералы. М.: Наука, 1981.

Предовский А.А., Федоров Ж.А., Ахмедов А.М. Геохимия печенгского комплекса. Л.: Наука, 1974.

Приняткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского глубинного разлома на Балтийском щите. Л.: Наука, 1979.

Пэк А.А., Павлов Д.И. О механизме образования железорудных месторождений ангароилимского типа. – В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1980.

Салоп Л.И. Периодизация и корреляция докембрия южных материков. – В кн.: Докембрий Африки. Л.: Недра, 1977.

Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С., Грачев А.Ф. и др. Петрология и петрохимия кайнозойских базальтов и глубинных включений Байкало-Монгольского региона. – В кн.: Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М., 1981.

Сахно В.Г., Васильев Б.Н. Базальты дна Японского моря. – В кн.: Проблемы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974.

Сирия. Л.: Недра, 1969.

Соболев В.С. Петрология восточной части сложного Коростеньского плутона. – Учен. зап. Львов. ун-та. Сер. геол., 1947, 6, вып. 5.

Соболев В.С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. М.: Наука, 1973.

Старков Н.П. Корреляция габбро-диабазов востока Русской платформы и западного склона Северного и Среднего Урала. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1960, № 9.

Суханов М.К. Казбекский диабазовый пояс Центрального Кавказа (междуречье Ардон–Асса): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ АН СССР, 1975.

Суханов М.К., Панских Е.А. Геологическое строение, петрология и рудоносность Каларского анортозитового массива (Восточное Забайкалье). – В кн.: Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1981.

Съедин В.Т., Леликов Е.П. Базальтоиды центральной и юго-западной части Японского моря. – В кн.: Новые данные по геологии дальневосточных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.

Тайер Т.П. Некоторые аспекты структурного положения серии параллельных даек в офиолитовых комплексах. – Геотектоника, 1977, № 6.

Тектоника Европы и смежных областей: Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды. М.: Наука, 1978.

Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961.

Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохроно-

логия древнейших формаций Кольского полуострова. – Геохимия, 1975, № 9.

Тэйлор Х.П., Нобл Дж.А. Происхождение магнетита в зональных ультрафических комплексах Юго-Восточной Аляски. – В кн.: Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973.

Уэйджер Л.П., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970.

Фаворская М.А. Неоинтрузии Верхней Сванетии. – Тр. ИГН АН СССР, 1947, вып. 84.

Феоктистов Г.Д., Баженова Г.Н. Особенности тектонического развития магматизма и состава траппов в некоторых очаговых зонах западной части Сибирской платформы. – В кн.: Корреляция эндогенных процессов Восточной Сибири. М.: Наука, 1980.

Ферштатер Г.Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск: Урал. фил. АН СССР, 1966.

Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Малахова Л.В. и др. Гранитоидный магматизм эвгеосинклиналей. – Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1978, вып. 149.

Филатова Н.И., Дворянкин А.И. Эволюция вулканизма центральной части Охотско-Чукотского вулканического пояса. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 11.

Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976.

Фор К., Паузлл Дж. Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974.

Френкель М.Я., Ярошевский А.А. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава. – Геохимия, 1976, № 8, 11.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977.

Фрондел Д.У. Минералогия Луны. М.: Мир, 1978.

Харин Г.С. Петрохимические и петрогенетические особенности базальтов зон трансформных разломов. – В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и из генезис. М.: Наука, 1980.

Хотин М.Ю., Суханов М.К. Гранулиты и анортозиты контактовой зоны Геранского массива (к проблеме генезиса автономных анортозитов). – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 3.

Цветков А.А. Щелочной базальтовый магматизм островных дуг северной части Тихого океана. – В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982.

Цветков А.А. Эволюция магматизма Алеутской дуги и проблемы петрогенезиса островодужных изверженных пород. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 4.

Цветков А.А. Субщелочной базальтовый магматизм активных зон перехода от океана к континенту. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 3.

Чесноков С.В. Вулканогенные турбидиты и проблема кислых вулканитов Карамаиыташской свиты контрастной (спилито-кератофировой) формации. – Тр. Ильмен. заповедника, 1974, вып. 12.

Чесноков С.В., Красивская И.С. Проблема гнейсов и образование континентальной земной коры в геосинклиналях. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 5.

Чесноков С.В., Красивская И.С. Роль геосинклинального магматизма в создании гранитно-метаморфического слоя (на примере Передового хребта Большого Кавказа). – В кн.: Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1981.

Шарков Е.В. Расслоенные интрузии шовных зон глубинных разломов. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 7.

Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980.

Шарков Е.В. Петрология магматических процессов. М.: Недра, 1983_1.

Шарков Е.В. Пироксены Колвицкого и Каларского анортозит-мангеритовых массивов. – Геология и геофизика, 1983_2, № 8.

Шарков Е.В., Богатиков О.А. Парагенезисы минералов щелочно-габброидных серий пород как отражение режимов дифференциации магмы. – В кн.: Петрология и рудоностность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1981.

Шарков Е.В., Сидоренко В.В. Докембрийские интрузии метагаббро-анортозитов района Кейвской возвышенности (Кольский полуостров). – В кн.: Восточная часть Балтийского щита, геология и глубинное строение. Л.: Наука, 1975.

Шевяков А.М., Сизоненко А.П., Шарков Е.В., Петров Ю.А. Исследование превращения инвертированного пижонита в области температур 20–1200°С. – В кн.: Научно-техническая конференция секции технологии. неорганических веществ. Л., 1973.

Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М.: Недра, 1968.

Штейнберг Д.С. Интрузивные формации. – В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. 12, ч. 1, кн. 1.

Штейнберг Д.С., Золоев К.К., Булыкин Л.Д. и др. Проблемы гипербазитов Урала в связи с его глубинным строением. – В кн.: Общие вопросы магматизма Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980.

Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. Л.: Наука, 1980.

Яковлева С.З., Шарков Е.В. Калий и рубидий в древнейших породах комплекса Мончетундры, Кольский полуостров. – В кн.: Геохимия радиогенных и радиоактивных изотопов. Л.: Наука, 1974.

Ярошевский А.А., Ионов Д.А., Миронов Ю.В. и др. Петрография и геохимия Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье). – В кн.: Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. М.: Наука, 1982.

Afonso A., Aparicio A., Hernandez-Pacheco A., Badiola E.R. Morphology evolution of Teneguia volcano area. – Estud. geol., 1974, vol. Teneguia.

Agrell S. O., Scoon J.H., Muiz Z. D. et al. Mineralogy and petrology of some Lunar samples. – Science, 1970, **167**, N 3918.

Aguirre L., Charrier R., Davidson J. et al. Andean magmatism: Its paleogeographic and structural setting in the central part (30–35°) of the southern Andes. – Pacif. Geol., 1974, **8**, N 1.

Alabaster T., Pearce J.A., Malpas J. The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex. – Contribs Miner. and Petrol., 1982, **81**, N 3.

Anderson R.N., Claque D.A., Klitgord K.D. et al. Magnetic and petrologic variations along the Galapagos spreading center and their relation to the Galapagos melting anomaly. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, **86**, N 5.

Anhaeusser C.R. The Barberton Mountain Land South Africa – a guide to the understanding of the Archean geology of Western Australia. – Geol. Soc. Austral. Spec. Pap., 1971, **3**.

Arculus R.J. Geology and geochemistry of the alkali basalt-andesite association of Grenada, Lesser Antilles Island arc. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, **87**, N 4.

Arculus R.J., Shimizu N. Rare earth elements in a suite of basanitoics and alkali olivine basalts from Grenada, Lesser Antilles. – Carnegie Inst. Wash. Yb., 1973, **73**, N 3.

Arculus R.J., De Long S.E., Kay R.W. et al. The alkalic rock suite of Bogoslof Island, Eastern Aleutian arc, Alaska. – J. Geol., 1977, **85**, N 2.

Arth J.G., Hanson G.N. Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota. – Geochim. et cosmochim. acta, 1975, **39**, N 3.

Arth J.G., Barner F., Peterman Z.E. et al. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. – J. Petrol., 1978, **19**, N 2.

Atwater T. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, **81**, N 12.

Bäcker H., Lange K., Richter H. Morphology of the Red Sea central graben between Subair Islands and Abul Kizaan. – Geol. Jb. D, 1975, H. 3.

Baker I. Petrology of the volcanic rock of Saint Helena Island, South Anlantic. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, **80**, N 7.

Baker P.E., Gass I.G., Harris P.G., Le Maitre R.W. The volcanological report of the Royal Society expedition to Tristan da Cunha, 1962. – Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1964, **256**, N 1075.

Baker P. E., Rea W. J., Skarmetas J. et al. Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian platean around latitude 46°S. – Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1981, **303**, N 1474.

Barberi F., Innocenti F., Ferrara G. Evolution of Eolian arc volcanism (Southern Tyrrhenian Sea). – Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, **21**, N 3.

Barberi F., Ferrara G., Santacroce R. et al. A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina centre (Afar Rift, Ethiopia). – J. Petrol., 1975, **16**, N 1.

Basaltic volcanism study project: Basaltic volcanism on the terrestrial planet. N.J.: Pergamon press, 1981.

Basalts. N.Y. etc.: Wiley. Vol. 1. 1967; Vol. 2. 1968.

Beccaluva L., Piccardo G.B., Serri G. Petrology of Northern Apennine ophiolites and comparison with other Tethyan ophiolites. – Ofioliti, 1971, **4**, N 1.

Best M.G. Petrology of the Guadalupe igneous complex south – western Sierra Nevada foothills, California. – J. Petrol., 1963, **4**, N 2.

Bishop F.C., Smith J.V., Windley B.F. The Fiskenaesset complex, West Greenland. 4. Chemistry of sulphide minerals. – Grønl. geol. unders. Bull., 1980, N 137.

Bonatti E., Harrison C.G.A., Ficher D.E. et al. Eastern volcanic chain (Southeast Pacific): A mantle hot line. – J. Geophys. Res., 1977, **82**, N 17.

Bortolotti V., Cortesiogno L., Gianelli G. et al. I filoni basaltici delle ofiolite dell'Appennino Settentrionale e il loro siguificato nella formazione del bacino oceanico Ligure. – Ofioliti, 1976, **1**, N 3.

Brooks C., Hart S.R. On the significance of komatiite. – Geology, 1974, **2**, N 1.

Brotzu P., Kazmin V., Morbidelli L. et al. Petrochemistry of the volcanism in the northern part of the Main Ethiopian Rift. – In: Geodynamic evolution of the Afro-Arabian Rift System. Rome, 1980.

Buddington A.F. Andirondack igneous rocks and their metamorphism. – Geol. Soc. Amer. Mem., 1939, N 7.

Buddington A.F., Lindsley D.H. Iron-titanium oxide minerals and sinthetic equivalents. – J. Petrol., 1964, **5**, N 2.

Button A. Low-potash pillow basalts in the Pretoria Group, Transvaal supergroup. – Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1974, **77**, pt 2.

Byers F.N. Petrology of the three volcanic suites: Umnak and Bogoslof Islands, Aleutian Islands, Alaska. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, **72**, N 2.

Cameron E.N. Opaque minerals in certain Lunar rocks from Apollo 12. – Proc. Second Lunar Sci. Conf., 1971, **1**.

Capedri S., Venturelli G. Chinopyroxene composition of ophiolitic metabasalts in the Mediterranean area. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, **43**, N 1.

Capedri S., Venturelli G., Bocchi G. et al. The geochemistry and petrogenesis of an ophiolitic sequence from Pindos, Greece. – Contribs Miner. and Petrol., 1980, **74**, N 2.

Carlson R.W., Lugmair G.W., MacDougall J.D. Columbia river volcanism: The question of mantle heterogenety of crustal contamination. – Geochim. et cosmochim. acta, 1981, **45**, N 12.

Cataligue of Apollo 15 rake samples from stations 2 (St. George), 7 (Spur Crater), and 9a (Hadley Rille). New Mexico: Univ., 1973. (Spec. Publ. Univ. New Mexico Inst. Meteoritics; N 8).

Chamberlain J.A. Sulphides in the Muskox intrusion. – Canad. J. Earth Sci., 1967, **4,** N 1.

Chayes F. Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte assiciation. – J. Geophys. Res., 1963, **68,** N 5.

Church W.R., Riccio L. Fractionation trends in the Bay of Islands ophiolite of Newfoundland; polycyclic cumulate sequences in ophiolites and their classification. – Canad. J. Earth Sci., 1977, **14,** N 5.

Clague D.A., Frey F.A. Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii. – J. Petrol., 1982, **23,** N 3.

Coish R.A., Church W.R. Igneons geochemistry of mafic rocks in the Betts Cove ophiolite, Newfoundland. – Contribs Miner. and Petrol., 1979, **70,** N 1.

Cole J.W. High-alumina basalts of Taupo volcanic zone, New Zealand. – Lithos, 1973, **6,** N 1.

Compston W., McDougall J., Heier K.S. Geochemical comparison of the Mesozoic basaltic rocks of Antarctica, South Africa, South America and Tasmania. – Geochim. et cosmochim. acta, 1968, **32,** N 2.

Cox K.G. Komatiites and other high magnesia lavas: Some problems. – Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1978, **288,** N 1355.

Cristiansen R., Lipman P. Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States. 2. Late Cenozoic. – Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1972, **271,** N 1213.

De Long S.E., McDowell F.W. K-Ar ages from the near Islands western Aleutian Islands, Alaska: Indication of a Mid-Oligocene thermal event. – Geology, 1975, **3,** N 12.

De Long S.E., Hodges F.N., Arculus R.J. Ultramafic and mafic inclusions, Canada Island, Alaska and the occurrence of alkaline rocks in Island arcs. – J. Geol., 1975, **83,** N 1.

De Paolo D.J., Wasserburg G.I. Neodymium isotopes in flood basalte from the Siberian platform and inferences above their mantle sources. – Proc. Nat. Acad. Sci. US, 1979, **70,** N 4.

Deruelle B. Calc-alkaline and shoshonitic lavas from five Andean volcanoes (between latitudes 21°45′ and 24°30′5″) and the distribution of the Plio-Quaternary volcanism of the south-central and southern Andes. – J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1978, **3,** N 3/4.

Desmons J., Delaloye M., Desmet A. et al. Trace and rare earth element abundances in Troodos lavas and sheeted dikes, Cyprus. – Ofioliti, 1980, **5,** N 1.

Dietrich V.J., Frand W., Honyger K. A jurassic-cretaceous island arc in the Ladakh-Himalayas. – J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1983, **18,** N 1/4.

Dmitriev L.V. Petrochemical study of the basaltic basement of the Mid-Indian ridge: Leg 24, Djibouti to Mauritius. – In: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash., 1974, vol. 24.

Dostal J., Dupuy C., Lefevre C. Rare earth element distribution in Plio-Quaternary volcanic rocks from southern Peru – Lithos, 1977, **10,** N 3.

Dostal J., Zutilli M., Caelles I.C., Clarc A.H. Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes. Contribs Miner. and Petrol., 1977, **63,** N 2.

Drewes H., Fraser G.F., Suyder G.L., Bennet H.F. Geology of Unalashka Island and adjacent insular shelf, Aleutian Islands, Alaska. – US Geol. Surv. Bull., 1961, 1028-S.

Engel A.E.J., Dixon T.H., Stern R.J. Late Precambrian evolution of Afro-Arabian crust from oceanic to craton. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1980, **91,** N 12.

Engel C.G., Engel A.E.J., Havens R.G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, **76,** N 7.

Erlank A.I., Reid D.L. Geochemistry, mineralogy and petrology of basalts, Leg 25, Deep Sea Drilling Project. – In – Initial reports of the Deep Sea Drilling. Project. Wach., 1974, vol. 25.

Ewart A. Notes on the chemistry of ferromagnesian phenoctysts from selected volcanic rock, Central volcanic region. – N.Z. J. Geol. and Geophys., 1971, **14,** N 2.

Ewart A., Bryan W.B. The petrology and geochemistry of the Tonga Islands. – In: The Western Pacific. Nedland, 1973.

Ewart A., Stipp J.J. Petrogenesis of the volcanic rocks of the central North Island, New Zealand as indicated by a study of $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios and Sr, Tb, K, U and Th abundances. – Geochim. et cosmochim. acta, 1968, **32** N 7.

Ewart A., Brothers R.N., Matten A. An outline of the geology and geochemistry, and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga–Kermadec–New Zealand Island arc. – J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1977, **2,** N 3.

Fernandez-Santin S., Hernan Reguera F., Navarro Falcones L.F., Pliego Dones D. Petrographic study of basaltic material emitted by Teneguia volcano (La Parma, Canary islands, October 27th. – November 19th 1971). – Estud. geol., 1974, vol. Teneguia.

Fifth International conference on geochemistry, cosmochemistry and geochronology, Tokyo, 1982.

Fisher R.L., Engel C.G. Ultramafic and basaltic rocks dredged from the nearshore Frank of the Tonga Trench. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, 80, N 7.

Fodor R.V., Keil K. Reveiw of the mineral chemistry of volcanic rocks from Maui, Hawaii. – In: Field trip guide to the Hawaiian islands Oahu and Maui. Honolulu, 1979 (Hawaii Inst. Geophys. Spec. Publ.).

Francis P.W., Moorbath S., Thorpe R.S. Strontium isotope data for recent andesites in Ecuador and North Chile. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, **37,** N 2.

Fridleifsson I.B. Distribution of large basaltic intrusions in the Icelandic crust and the nature of the layre 2 – layer 3 boundary. – Bull. Geol. Soc., Amer., 1977, **88,** N 11.

Gass I. G. Magmatic and tectonic process in the development of the Afro-Arabian dome. – In: Afar Depression of Ethiopia. Stuttgart– Schwei-Zerbart, 1975.

Gast P.W. The isotopic composition of lead from St. Helena and Ascension islands. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, **5,** N 5.

Gates G.O., Powers H.A., Wilcox R.E. Geology

of the Near Islands, Alaska. – US Geol. Surv. Bull., 1971, 1028. U.

Gélinas L., Brooks C., Perreault G. et al. Chemostratigraphic divisions within the Abitibi volcanic belt, Rouyan-Noranda district, Quebec. – Geol. Assoc. Canad. Spec. Pap., 1977, N 16.

Gibson I.L., James W. The trace element composition of the lavas and dikes from a 3-km vertical section the lava pile of Eastern Iceland. – J. Geophys. Res., 1982, 87, N B8.

Gill J.B. Geochemistry of Viti Levu Fiji and its evolution as an island arc. – Contribs Miner. and Petrol., 1970, 27, N 3.

Gill J.B. Composition and age of Lau Basin and Ridge volcanic rocks: Implications for evolution of an interarc basin and remnant arc. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, 87, N 10.

Girardeau J., Mevel C. Amphibolitized sheared gabbros from ophiolites as indicators of the evolution of the oceanic crust: Bay of Islands, Newfoudland. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1982. 61, N 1.

Glennie K.W., Boeuf M.G., Hughes-Clarke M.W. et al. Geology of the Oman Mountains. – Geol. en mijnbouw, 1974, 31.

Glikson A.Y. Siderophile and lithophile trace-element evolution of the Archaean mantle. – BMR J. Austrl. Geol. and Geophys., 1979, 4, N 3.

Goodwin A.M. Archean volcanism in Superior province, Canadian Shield. – Geol. Assoc. Canad. Spec. Pap., 1977, N 16.

Green D.H., Hibberson W.H. The instability of plagioclase in peridotite at high pressure. – Lithos, 1970, 3, N 3.

Green D.H., Ware N.G., Hibberson W.O., Marjor A. Experimental petrology of Apollo 12 basalts. Pt 1. Sample 12009. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, 13, N 1.

Haggerty S.E., Boyd F.R., Bell P.M. et al. Iron-titanium oxides and olivine from 10020, 10071. – Science, 1970, 167, N 3918.

Hawkesworth C.J., Vollmer R. Crustal contamination versus enriched mantle: $^{143}Nd/^{144}Nd$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ evidence from the Italian volcanics. – Contribs Miner. and Petrol., 1979, 69, N 2.

Hawkesworth C.J., O'Nions R.J., Pankhurst R.J., Evensen N.M. A geochemical study of island-ardc and back-arc tholeiites from the Scotia Sea. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, 36, N 2.

Hawkins J.W., jun. Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, 28, N 3.

Hekinian R., Rosendahl B.R., Natland J.H. Ocean crust geothermal processes: A perspective from the vantage of Leg 54 drilling. – In: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash., 1980 vol. 54.

Hess H.H. Stillwater igneous complex, Montana; A quantitative mineralogical study. – Geol. Soc. Amer. Mem., 1960, 80.

Hill R.R., Roeder P. The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacuty. – J. Geol., 1974, 82, N 6.

Honegger K., Dietrich V., Frank W. et al. Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas (the Idus-Tsangro suturi zone). – Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, 60, N 2.

Hooper P.R. The Columbia river basalts. – Science, 1982, 215, N 4539.

Howkes D.D. The petrology of the Guiana dolerites. – Geol. Mag., 1966, 103, N 4.

Hussong D.M., Uyeda S. Tectonics in the Mariona Arc results of recent studies, includung DSDP Leg 60. – Oceanol. acta, 1981, N 12.

Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. – Canad. J. Earth Sci., 1971, 8, N 5.

Jackson E.D. Primary textures and mineral associations in the Ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana. – Geol. Surv. Prof. Pap., 1961, 358.

Jackson E.D. The character of the lower crust and upper mantle beneath the Hawaiian islands. – In: Proc. 23rd sess. Intern. geol. congr., Pr., 1968, vol. 1.

Jackson E.D., Wrigth T.L. Xenoliths in the Honolulu volcanic series, Hawaii. – J. Petrol., 1970, 11, N 2.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Nd and Sr isotopic study of the Bay of Islands ophiolite complex and the evolution of the sourse of midocean ridge basalts. – J. Geophys. Res., 1979, 84, N B13.

Jakeš P., Gill J.B. Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, 9, N 1.

Jakeš P., White A.J.R. Structure of the Melanesian Arcs and correlation with distribution of magma types. – Tectonophysics, 1969, 8, N 3.

James D.E. Plate tectonic model for the evolution of the central Andes. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, 82, N 12.

James D.E., Brooks C., Cnyubamba A. Andean Cenozoic volcanism: Magma genesis in the light of strontium isotopic composition and trace element geochemistry. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, 87, N 4.

Jolly W.T. Development and degradation of Archean Lavas, Abitibi area, Canada, in light of major element geochemistry. – J. Petrol., 1980, 21, N 2.

Joplin G.A., Kiss E., Ware N.G., Widdowson J.R. Some chemical data on members of the shoshonite association. – Miner. Mag., 1972, 38, N 300.

Kay R.W. Geochemical costraints on the origin of Aleutian magmas. – In: Island arcs, deep sea trenches and back – arc basins. 1977, vol. 1. (Amer. Geophys. Union Maurice Ewing Ser.; N 2).

Kay R.W. Volcanic arc magmas: Implications of a melting-mixing model for element recycling in the crust-upper mantle system. – J. Geol., 1980, 88, N 5.

Kay R.W., Senechal R.G. The rare earth geochemistry of the Troodos ophiolite complex. – J. Geophys. Res., 1976, 81, N 5.

Keller J. Petrology of some volcanic rock series of the Aeolian Arc, Southern Tyrrhenian Sea: Calc-alkaline and shoshonitic accociations. – Contribs Miner. and Petrol., 1974, 46, N 1.

Kroenke L., Tongilava S.L. A structural inter-

pretation of two reflection profiles across the Tonga arc. – S. Pacif. Mar. Geol. Notes, 1975, 1, N 5.

Kuno H. Differentiation of basalt magmas. – In: Basalts. N.Y.: Wiley, 1968, vol. 2.

Lancelot J.R., Briquen L., Westphal B., Tatsumoto M. Sr and Pb isotopic data bearing on the origin of recent calc-alkaline lavas from Peru and New Hebrides active margins. – In: Abstr. 4th Intern. conf. geochronol., cosmochronol. and isotope geochem. Snowmass-at-Aspen, 1978.

Leeman W.P., Vitaliano C.J. Petrology of McKinney Basalts Snake River Plain, Idaho. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, 87, N 12.

Le Maitre R.W. Petrology of volcanic rocks, Gouth Island, South Anlantic. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, 73, N 11.

Le Maitre R.W. The chemical variability of some common igneous rocks. – J. Petrol., 1976_1, 17, N 4.

Le Maitre R.W. A new approach to the classification of igneous rocks using the basalt-andesite-dacite-rhyolite suite as an example. – Contribs Miner. and Petrol., 1976_2, 56, N 4.

Liebenberg L. The sulphides in the layered sequence of the Bushveld igneous complex. – Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ., 1970, 1.

Liotard I.M., Diphy C., Dostal J., Cornen G. Geochemistry of the volcanic islands of Annobon, Gulf of Guinen. – Chem. Geol., 1982, 35, N 1/2.

Lipman P.W. Alkalic and tholeiitic basaltic volcanism related to the Rio Grande depression, Southern Colorado and Northern New Mexico. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, 80, N 7.

Lipman P.W., Prostka H.J., Christiansen R.L. Early and middle Cenozoic volcanism and plate tectonics evolution of the Western United States. – Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1972, 271, N 1213.

Loeschke J. Basalts of Oregon (USA) and their geotectonic environment. 1. Petrochemistry of Tertiary basalts of the Oregon Coast Range. – Neues Jb. Miner. Abh., 1979_1, 134, H. 3.

Loeschke J. Basalts of Oregon (USA) and their geotectonic environment. 2. Petrochemistry of Tertiary and Quaternary basalts and andesites of the Western and High Cascades. – Neues Jb. Miner. Abh., 1979_2, 137, H. 2.

Lopez-Escobar L., Frey F.A., Vergara M. Andesites and high-alumina basalts from central-south Chile High Andes: Geochemical evidence bearing on their petrogenesis. – Contribs Miner. and Petrol., 1977, 63, N 3.

Ludden J., Gelinas L., Trudel P. Archean metavolcanics from the Royan-Noranda district, Abitibi Greenstone Belt, Quebec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. – Canad. J. Earth Sci., 1982, 19, N 12.

Lundquist Th. Precambrian geology of the Los-Hamra region, Central Sweden. – Sver. geol. unders. Ba, 1968, N 23.

Macdonald G.A. Composition and origin of Hawaiian lavas. – Geol. Soc. Amer. Mem., 1968, 116.

Manson V. Geochenistry of basalts: Major elements. – In: Basalts. N.Y.: Wiley, 1967, vol. 1.

Marsh B.D. Some Aleutian andesites: Their nature and source. – J. Geol., 1976, 84, N 1.

McCourt W.J. The geochemistry and petrography of the coastal batholith of Peru, Lima segment. – J. Geol. Soc. London, 1981, 138, pt 4.

McCulloch T., Perfit M.R. $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{87}Sr/^{86}Sr$ and trace element constraints on the petrogenesis of Aleutian Island arc magmas. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, 56, N 2.

Meijer A. Pb and Sr isotopic data bearing on the origin of volcanic rocks from the Mariana Island-arc system. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, 87, N 9.

Meijer A. Primitive arc volcanism and a boninite series: Examples from western Pacific Island arcs. – Trans. Amer. Geophys. Union, 1980, 23.

Melson W.G., Thompson G. Layered basic complex in oceanic crust, Romanche fracture, Equatorial Atlantic Ocean. – Science, 1970, 168, N 3933.

Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. – Amer. J. Sci., 1974, 274, N 4.

Mohr P.A. The Ethiopian rift system. – Bull. Goophys. Obs/Addis Ababa, 1967, N 11.

Moores E.M. Origin and emplacement of ophiolites. – Rev. Geophys. and Space Phys., 1982, 20, N 4.

Morrison G.W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. – Lithos, 1981, 13, N 1.

Morse M.I. Metabasalts, axial hot springs and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1983, 94, N 2.

Muir J.D., Tilley C.E. Contribution to the petrology of Hawaiian basalts: The tholeiitic basalts of Mauna Loa and Kilauea. – Amer. J. Sci., 1963, 261, N 2.

Müller P., Kunz K., Raschka H. Contribution to the petrology of the Afar Depression, Ethiopia. – In: Afar Depression of Ethiopia. Stuttgart: Schweizerbart, 1975.

Nicholls J., Carmichael I.S.E. A commentary on the absarokite-shoshonite-banakite series of Wyoming, USA. – Schweiz. Miner. und petrogr. Mitt., 1969, 49, N 4.

Ninkovich D., Hays J.D. Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, 16, N 3.

Oman ophiolite. – J. Geophys. Res., 1981, 80, N 3/4.

O'Nions R.K., Pankhurst R.J. Secular variation in the Sr-isotope composition of Icelandic volcanic rocks. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, 21, N 1.

O'Nions R.K., Hamilton P.J., Evensen N.M. Variations in $^{143}Nd/^{144}Nd$ and $^{87}/^{86}Sr$ ratios in oceanic basalts. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, 34, N 1.

Origin anorthosites and related rocks. N.Y., 1969. (N.Y. State Mus. Sci. Serv. Mem.; N 18).

Osborn E. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. – Amer. J. Sci., 1959, 257, N 9.

Papike J.J., Simon S.B. The Lunar regolith: Chemistry, mineralogy and petrology. – Rev. Geohys. and Space Phys., 1982, 20, N 4.

Parrot J.F. Petrologie de la coupe du Djebel Moussa, massif basique – ultrabasique du Kizil Dag (Hatay, Turquie). – Sci. Terre, 1973, 18, N 2.

Pearce J.A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. – Tectonophysics, 1975, 25, N 1/2.

Pearce J.A. Statistical analysis of major element patterns in basalts. – J. Petrol., 1976, 17, N 1.

Perfit M.R., Brueckner H., Lawrence J.R., Kay R.W. Trace element and isotopic variations in a zoned pluton and associated volcanic rocks, Unalashka Island, Alaska. – Contribs Miner. and Petrol., 1980, 73, N 1.

Pichler H., Zeil W. The Cenozoic rhyolite-andesite association of the Chilean Andes. – Bull. Volcanol., 1972, 35, N 2.

Ressetar R., Monrad J.R. Chemical composition and tectonic setting of the Dokhan volcanic formation Eastern Desert, Egypt., – J. Afr. Earth Sci., 1983, 1, N 2.

Richard P., Allegre C.J. Neodymium and strontium isotope study of ophiolite and orogenic lherzolite petrogenesis. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, 47, N 1.

Robinson R.T., Hall J.M. Leg 31 cruise synthesis: The Lethology, structure, petrology and magnetic of layer 2. – In: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash., 1979, vol. 37.

Robinson P.T., Jemes M.H., Christensen N.I. et al. The Iceland research drilling project: Synthesis of result and implications for the nature of icelandic and oceanic crust. – J. Geophys. Res., 1982, 87, N B8.

Roeser H.A. A detailed magnetic survey of the Southern Red Sea. – Geol. Jb. D, 1975, H. 13.

Rogers J.J.W., Burchfield B.D., Abbott E.W. Paleozonic and lower Mesozoic volcanism and continental growth in the Western United States. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, 85, N 12.

Ruckwick J.C., Noble J.A. Origin of the ultramafic complex at Union Bay, Southeastern Alaska. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, 70, N 8.

Schilling J.G. Red Sea floor origin: Rare earth evidence. – Science, 1969, 165, N 3900.

Scholl D.W., Buffington E.S., Marlow M.S. Plate tectonics and the structural evolution of the Aleutian-Bering Sea region. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1975, 151.

Self S., Gunn B.M. Petrology, volume and age relations of akaline and saturated peralkaline volcanics from Terceira, Azores. – Contribs Miner. and Petrol., 1976, 54, N 4.

Sharaskin A.Ya. Petrography and geochemistry of basement rocks from five Leg 60 sites. – In: Initial reports of Deep Sea Drilling. Project. Wash., 1982, vol. 60.

Sigvaldason G.E. Basalts from the centre of the assumed Icelandic mantle plume. – J. Petrol., 1974, 15, N 3.

Simmons E.C., Hanson G.N. Geochemistry and origin of massif-type anorthosites. – Contribs Miner. and Petrol., 1978, 66, N 2.

Sivell W.J., Rankin P.C. Discrimination between ophiolitic metabasalts, north D'Urville island, New Zealand. – N. Z. J. Geol. and Geophys., 1982, 25, N 3.

Smewing J.D., Potts P.J. Rare-earth abundances in basalts and metabasalts from the Troodos massif, Cyprus. – Contribs Miner. and Petrol., 1976, 57, N 3.

Spilites and spilitic rocks. N.Y. ets.: Springer, 1974.

Spooner E.T.C., Chapman H.J., Smewing J.D. Strontium isotopic contamination and oxidation during ocean floor hydrothermal metamorphism of the ophiolitic rocks of Troodos Massif, Cyprus. – Geochim et cosmochim. acta, 1977, 41, N 7.

Stern R.J. Petrogenesis and tectonic setting of late Precambrian volcanic rocks, Central Eastern Desert of Egypt. – Precambr. Res., 1981, 16, N 3.

Suen C.J., Frey F.A., Malpas J. Bay of Islands ophiolite suite, Newfoundland: Petrologic and geochemical characteristics with emphasis on rare earth element geochemistry. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, 45, N 2.

Sun S.S., Hanson G. Rare earth element evidence for differentiation of McMurdo Volcanics, Ross Island, Antarctica. – Contribs Miner. and Petrol., 1976, 54, N 2.

Sun S., Nesbitt R.W. Petrogenesis of Archaean ultrabasic and basic volcanics: Evidence from rare earth elements. – Contribs Miner. and Petrol., 1978, 65, N 3.

Taylor S.R., Kaye M., White A.J.R. et al. Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V content of andesites. – Geochim. et cosmochim. acta, 1969, 33, N 2.

Tethyan ophiolites. – Ofioliti, 1980, 2, spec. iss.

The Oslo paleorift: A review and guide to excursions. – Norg geol. unders., 1978, N 337.

Thompsom J., Bryan W.B., Frey F.A. Petrology and geochemistry of basalts and related rocks from DSDP Leg 22 sites 214 and 216, Ninety-East ridge. – Trans. Amer. Geophys. Union, 1973, 34, N 11.

Thorpe R.S., Francis P.W., Harmon R.S. Andean andesites and crustal growth. – Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1981, 301.

Van Kooten G.K. Mineralogy, petrology and geochemistry of an ultrapotassic basaltic suite, Central Sierra Nevada, California, USA. – J. Petrol., 1980, 21, N 4.

Viljoen M.J., Viljoen R.P. An introduction to the geology of the Barberton granite – greenstone terrane. Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ., 1969, N 2.

Viljoen R.P., Viljoen M.J. The geological and geochemical evolution of the Onverwacht volcanic group of the Barberton mountain land, South Africa. – Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., 1977, N 3.

Walker G.P.L. The structure of Eastern Iceland. – In: Geodynamics of Iceland and the North Atlantic area. Dortrecht: Reider Publ. Co., 1974.

Wass S.Y. The origin and petrogenetic significance of hour-glass zoning in titaniferrous clinopyroxenes. – Miner. Mag., 1973, 39, N 302.

Wedepohl K.H. Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges: The growth of the oceanic crust. – Naturwissenschaften, 1981, 68.

Wedepohl K.H., Keyer K., Muecke G.K. Chemi-

cal composition and genetic relations of meta-volcanic rocks from the Rhenohercinian belt of Northwest Germany. – In: Intracontinental Fold Belts. Berlin; Heidelberg: Springer, 1983.

Weigand P.W. Geochemistry of the Oslo basaltic rocks.– Vidensk. Skrift M.–N. Kl., 1975, N 34.

Windley B.F., Smith J.V. The Fiskenaesset complex, West Greenland. 2. General mineral chemistry from Gegertarssuatsiaq.– Grønl. geol. unders. Bull., 1974, N 108.

Windley B.F., Herd R.K., Bowden A.A. The Fiskenaesset complex, West Greenland. 1. A preliminary study of the stratigraphy, petrology and whole rocks chemistry from Gegertarssuatsiaq. – Grønl. geol. unders. Bull., 1973, N 106.

Wood B.J., Banno S. Garnet-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. – Contribs Miner. and Petrol., 1973, 42, N 2.

Wood D.A., Gibson J.L., Thompsom R.N. Elemental mobility during zeolite facies metamorphyism of the Tertiary basalts of eastern Iceland. – Contribs Miner. and Petrol., 1976, 55, N 3.

Wood D.A., Tarney J., Voret J. et al. Geochemistry of basalts drilled in North Athantic by DSDP Leg 49: Implication for mantle heterogeneity. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, 42, N 1.

Yeats R.S., Forbes W.C., Heath J.R. et al. Petrology and geochemistry DSDP Leg 16 basalts, Esatern Equatoriao Pacific. – In: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash., 1973, vol. 16.

Zanettin B., Gregnanin A., Justin-Visentin E. et al. Migration of the Oligocene-Miocene ignimbritic volcanism in the central Ethiopian Plateau. – Neues Jb. Geol. und Paläontol., Monatsh., 1974, H. 9.

УКАЗАТЕЛЬ НАЗВАНИЙ ГОРНЫХ ПОРОД[1]

Абсарокит **381**, 450
Авгитит, см. гиаломеланефелинит
Адамеллит 390, 391
Акерит, см. габбро олигоклазовое
Андезибазальт 13, 24, 25, 30, 39, 42, 149, 155, 157, 160, 162, 165–167, 182, 186, 214–217, 228, 238, 323–325, 337, 338, 340–347, 349, 350, 352–**357**, 364, 366, 377, 379
Андезит 26, 39, 69, 155, 160, 162, 164, 166, 167, 169, 174, 182, 186, 201, 214, 223, 232, 234, 236, 238, 258, 259, 276, 325, 338, 340–350, 352–361, 363, 375, 377, 382, 385, 386, 389, 429, 467, 468
Анкарамит, см. пикробазальт субщелочной
Анкаратрит, см. пикробазальт щелочной
Анортозит 3, 7, 39, 42, 46, 47, 74, 76, 78–80, 89–93, 95, 96, 108, 111, 114, 115, 118, 121, 187–191, 205, 220, 240–**248**, 249–**272**, 273–277, 292, 316, 412, 413, 418, 467–469
– лунный **239**, 241, 396, 397, **400**, 403, 406, 408, 430, 433

Базальт гиперстеновый (двупироксеновый) 6, 165, 340–342, 344, **363**, 364, 377, 387, 399, 448, 467
Базальт (толеитовый) 3, 6, 10, 12–15, 20–25, 27, 29, 30, 32, 34, 35, **38**, 39, 42, 45, 49, 50, 52, 60–65, 68–72, 75, 77, 85, 95, 97, 102, 103, 135, **146**–152, 154, 156, 157, 160–168, 171, 174, 175, 179, 182, 197, 202, 206, 208, 214, 215, 221–227, 229–240, 279–301, 306, 308, **309**–319, 322–334, 336, 343–349, 352–362, 376–379, 383, 386–388, 410, 412, 417, 438, 444, 446, 448, 468
– высокоглиноземистый 245, 253, 280, 285, 286, 289, 326, 329, **331**–333, 353, 388
– коматиитовый 221, 229, **230**, 231, 235–239
– оливиновый 6, 47, **62**, 69, 75, 77, 223, 295, 308, 325, 410, 416, 418, 446
– слабощелочной ("переходный, или промежуточный") 20–**24**, 29, 31, 44, 65, 317, 466
– срединно-океанических хребтов (MORB) 22–24, 117, 128, 129, 151, 158, **164**, 166, 170, 173, 174, 238, 240, **280**–288, 323, 328, 330–332, 346, 354, 376, 379, 380, 387, 437–440, 448, 452, 466, 467
лейкобазальт 92, 162, **309**, 446
– мегаплагиофировый 6, 368, 370–**371**, 372, 373
Базальт лунный 239, 240, 396, 397, **399**, 403, 404, 406, 408, 430–433
– – двупироксеновый (KREEP) 397, **399**, 403–406, 408, 430, 431
– – ильменитовый 239, 397, **399**, 405, 406
– – оливиновый 396–**398**, 404–406, 408, 431, 433
– – – высокоглиноземистый 397, **399**, 403–406, 429
лейкобазальт 397, **399**, 406, 408
пикробазальт 397, **398**, 403, 404, 406, 408, 433
ферробазальт 396
Базальт субщелочной 12, 14, 15, 20–23, 25, 31, 34–37, 42, 46–49, 88, 92, 95, 102, 104, 162, 166, 174, 175, 211, 214, 215, 217, 280, **290**, **305**, **308**, 314, 319, **320**, **325**, 330, 339, **340**, 345, 346, 410, 412, 414, 419, 420, 424, **444**
– – оливиновый 6, **11**–14, 17, 18, 23, 26, 32, 34, 42, 46, 92, 149, 206–214, 217, 291, 301–303, 305–307, 309, 313, 314, 325, 327, 336, 338, 346–348, 378, 380–382, 388, 414
Базальтоид щелочной 12–14, 16, 21, 22, 31, 34, 38, 49, 206, 207, 295, 309, 313, **381**, 382
Банакит **382**
Бенмореит, см. трахиандезибазальт
Бонинит 6, 134, 149, 349–352
Бронзитит 76, 78–**83**, 84, 85, 242, 249, 270, 410, 416, 418

Вебстерит 27, 28, 77, 112, 242, 316
– гранатовый 27, 28, 77, 112, 242, 292, 316
Верлит 16, 46, 47, 49, 74, 86, 87, 88, 91, **93**, 110, 112, 121, 124, 126, 130, 183, 186, 188, 222, 223, 307, 316
Габбро 6, 33, 36, 38, 46, 47, 74–76, 78, 80, 86, 88–97, 108, 109–112, 114–131, 137, 140, 166, 168, 175, 204, 206, 242, 245, 246, 260, 261, 264, 291, 294, 299, 300, 306, 307, 334, 337, 343–345, 348, 353, 374, 383–385, 390, 392, 413, 417, 424, 468
– альбитизированное **86**–88
– керсутитовое (роговообманковое) 27, **87**, 182, 184, 186–190, 192, 194, 195
– меланократовое (тылаит) 187–190, 291
– субщелочное 37, 38, 86, 92, 201, 202, 204, 207, 208, 264, 306, 336, 338

[1] Полужирным шрифтом выделены страницы, на которых дано наиболее полное описание породы.

– – олигоклазовое (акерит) 92, 93, 94
– – ортоклазовое (пуласкит) 46, 92, 93, 94
– лунное 397, 400, 403, 404, 406
– – ильменит-оливинове 397, 403, 405, 406
– – оливиновое 396, 397, 399, 404–406, 408
– – – меланократовое 397, 399, 406, 408
Габбро-анортозит (лейкогаббро) 6, 47, 75, 81, 89, 240, 244–250, 252–257, 260, 262, 263, 267, 268, 272, 414, 415, 419, 421
Габбро-диорит 77, 169, 192, 198, 201–203
Габбронорит 6, 46, 76–79, 85, 93, 108, 109, 111, 112, 114, 118, 121, 123, 126, 130, 132, 186–190, 192–199, 204, 242, 248, 250, 262–264, 268, 271, 291, 292, 294, 334, 374, 383, 412, 417, 418
– оливиновый 76, 77, 112, 114, 122, 192, 199, 200, 202, 248, 272, 369, 390, 419
Гавайит (андезиновый базальт) 6, 11, 12–14, 17, 21, 22, 25, 32, 34, 38, 42, 211, 301, 303, 305, 307, 309–314, 318, 420
Гарцбургит 16, 28, 77, 79–81, 83, 84, 86, 108, 118, 121, 124, 127, 132, 223, 235, 237, 242, 249, 267, 316
Гиаломеланефелинит (авгитит) 11, 12, 14, 208
– оливиновый (лимбургит) 12–14, 69, 207, 209, 338, 399
Гиперстенит 267
Глиммерит 29
Горнблендит 7, 27, 87, 108, 186, 187, 193–195, 197, 242, 307
Гранит 33, 34, 38, 78, 80, 162, 166, 191, 198–206, 261, 268, 270, 305, 347, 383, 468
– рапакиви 39, 241, 265–268, 269–271, 273–276, 412, 467
– субщелочной 36
– щелочной 33, 34, 36, 37, 47, 92, 245
Гранодиорит 53, 58, 166, 169, 194, 198, 199, 201, 338, 340, 345, 347, 389–392
Гранофир 67, 75, 96, 97, 123
– долеритовый 53, 58

Дацит 39, 69, 135, 149, 168, 175, 214, 217, 223, 229, 230, 232, 275, 276, 343, 345, 352, 354–357, 360, 361, 363, 377, 382, 429, 468
Диорит 33, 123, 127, 134, 176, 191–201, 205, 241, 252, 255–257, 261, 268, 273, 337, 340–346, 348, 377, 383, 385, 390–392, 412, 413, 417, 468
– двупироксеновый (иотунит) 256, 273
– кварцевый 67, 134, 191, 195, 196, 198, 252, 253, 255, 257–259, 264, 268–270, 273, 340, 345, 383
– ферродиорит 74, 76, 79
Долерит 3, 6, 11, 51, 52–54, 58, 66–70, 78, 104, 117, 129, 134–138, 140–145, 175–184, 282, 283, 288, 289, 292, 294, 299, 324, 334
– анальцимсодержащий (субщелочной) 54, 58, 60, 61, 69, 207
– гидрофильный (интерсертальный) 53, 58–60, 64, 65, 69
– гранофировый 52–54, 56, 58, 59, 69, 70
– кварцсодержащий 53, 54, 55–58, 68, 69, 182, 184
– оливиновый 53–55, 58, 62, 67, 69, 70, 207
– – анальцимовый 54
– пегматоидный 56, 59, 69
– троктолитовый 69
габбро-долерит 66, 67, 69, 223, 224, 324, 330, 336, 343
лейкодолерит 6, 52, 57, 177, 179, 182
– анортитовый 57
– пегматоидный 53, 54, 57
метадолерит (диабаз) 69
Долерит лунный 396, 397, 403, 433
– – ильменитовый 397, 399, 403
– – ильменит-оливиновый 397, 403
– – оливиновый 397, 398, 433
лейкодолерит 397, 399, 403
ферродолерит 396
Дунит 46, 76, 77, 79, 81, 83, 84, 108, 110, 112, 118, 124, 126, 144, 185, 186, 188, 223, 235, 237, 242, 316

Ийолит 27, 28, 94, 306

Исландит 298

Казанскит 91, 396
Карбонатит 23, 27, 28, 49, 308, 318
Катунгит 23, 28
Клинопироксенит, оливиновый клинопироксенит 27, 28, 38, 46, 77, 86, 87, 90, 91, 93, 108, 121, 126, 130, 186, 316
Коматиит 221–223, 227, 229–232, 235–237, 239, 467
Комендит 21, 24, 27, 47, 305, 317, 320
Косьвит 91, 396

Лабрадорит, см. анортозит
Ларвикит (лаурвикит), см. сиенит кварцевый
Лейкобазальт, см. базальт
Лейкогаббро, см. габбро-анортозит
Лейкогранофир 383
Лейцитит 28, 32, 34, 208, 366, 381
Лейцитовый тефрит, см. тефрит
Лейцитовый фонолит, см. фонолит
Лерцолит 127, 237, 292, 316
– гранатовый 16, 28, 316
– шпинелевый 16, 17, 27, 28, 307, 316, 334
Лимбургит, см. оливиновый гиаломеланефелинит
Луяврит 94

Мангерит 242, 251–256, 257, 258, 260–262, 276, 421, 468
– кварцевый 255–258
Марианит 6, 349, 351, 352, 416
Мариуполит 33, 36–38, 49
Мафурит 23, 28
Меладиорит 383, 384
Мелалейцитит 28
Меланефелинит 27, 28
– оливиновый 27, 28, 32
Мелилитит 28, 32, 34
– оливиновый 27, 28
Мельтейгит 27
Монцодиорит 37, 38, 337, 369, 390
Монцонит 33, 49, 94, 194, 207, 241, 251, 253, 255, 257, 258, 260, 261, 264, 266–271,

273, 276, 337, 344, 369, 370, 373, 374, 392, 414, 416, 419, 424, 451
– кварцевый 253, 255, 258, 266, 268–271, 273, 337
Муджиерит (олигоклазовый базальт) 6, 13, 14, 16, 21, 25, 26, 32, 34, 42, 301, 303, 305, **309**, 311, 312, 318

Нефелинит 21, 23, 27, 28, 30, 34, 206–208, 295, 308, 309, 313
Нордмаркит 37, 38
Норит 6, 46, 76–80, 82, 84–86, 108, 109, 200, 244, 245, 249, 250, 252–256, 260, 268, 270–272, 291, 316, 330, 416, 417
– лунный 397, 406
– оливиновый 6, 77, 202, 410
– – лунный 397, **400**, 403, 404, 406, 408

Океанит, см. пикробазальт
Оливинит 27, 28, 93, 95, 118, 291, 305

Пантеллерит 21, 23–25, 27, 47, 305, 308, 317
Перидотит 7, 16, 77, 82, 83, 88, 92, 93, 106, 118, 144, 145, 197, 245, 247
– роговообманковый **86**, 223, 244
Пикрит 42–46, 48, 49, 77, 117, 134, 149, 155, 173, 176, 418, 452, 468
– мелилит-пироксеновый 27
– щелочной 27, 28, 32, 34, 208
Пикробазальт 6, 24, 25, 30, 44, 48, 50, 69, 140, 155, 237, 280, 306, 452
– нормальной щелочности (океанит) **308**, 312, 314
– субщелочной (анкарамит) 22, 23, 25, 31, 69, 208, 301, **302**–305, 309, 312
– щелочной (анкаратрит) 313
Пикродолерит 6, 52, **53**, 59, 60, 78
– интерсертальный 59
– лунный 397, **398**, 403, 433
Пироксенит 7, 16, 80, 89–95, 97, 108, 110, 118, 185, 187, 188, 208, 222, 242, **245**, **251**, 252, 258, 264, 267, 334
Плагиогранит 110, 118, 134, 140, 141, 186, 191–195, 223, 338
– лейкократовый (трондьемит) 104, 123, 134, 176, 191–197, 275, 383
– эндербит (плагиочарнокит) 252, 253, 255, 257–259, 262
Плагиориолит 160–162, 166, 175, 191, 232, 347, 441
Пуласкит, см. ортоклазовое габбро

Рапакиви, см. гранит
Риодацит 217, 229, 230, 275, **309**, 377
Риолит 22, 24, 39, 69, 105, 149, 162, 170, 182, 201, 214, 217, 223, 229, 238, 276, 318, 336–338, 343, 345, 357–359, 361, 377, 378, 382, 383, 429, 468
– щелочной 22, 23, 26, 173, 214, 280
Ромбен-порфин (трахиандезит) 27, 32–**35**, 36–38

Сиенит 28, 33, 36, **37**, 38, 86, 88, 89, 92, 96, 97, 206, 207, 255, 256, 260, 261, 264, 305, 347, 369, 370, 373
– кварцевый 37, 255, 271, 305, 306
– нефелиновый 27, 28, 37, 92
– щелочной 34, 91, 92, 94, 207
Спилит 6, 43, 45, 46, 48, 49, 87, 88, 140, 146, 148, 151, 152, 160–164, 169, **170**–174, 176, 178, 183, 184, 195, 235, 239, 463, 464, 467

Тералит 94, 306, 412
Тефрит 21, 32, 34, 69, 206, 207, 295, 309, **310**, 311, 381
– гаюиновый 306
– лейцитовый **13**, 28, 30, 364–366, 368, 381
Тешенит 206, 208–210, 337, **338**–340, 347–369, 373, 412, 451
Тоналит 104, 123, 168, 169, 176, 191–197, 275, 340, 348, 383, 389, 390
Трахиандезибазальт 11, 13, 207, 211, **212**, 214, 215, 217, 218, 309–311, 318
Трахиандезит 11, 13, 14, 16, 25, 30, 32, 34, 35, 42, 201, 207, 208, **212**, 214, 229, 275, 301–304, 312, 318, 323, 327, 366, 410
Трахибазальт 6, 12–14, 16, 24, 28, 31, 32, 34, 69, 149, 206–212, 215, 217, 218, 301, 303, 304, 307, 318, 336, 338, 347, 363, 380, 381, 444
– лейцитовый 13
– нефелиновый 311
Трахидацит 25, 27, 201, 380
Трахидолерит 6, 69, 134, 325, 337, 342, 347, 348
Трахириодацит 27, 42, 214
Трахириолит 27, 33, 162, 166, 175, 214, 217
Трахит 11, 14, 15, 21, 23–**26**, 29, 31, 33, 34, 42, 49, 69, 92, 206–213, 217, 295, 301–305, 307, 309, 311, 312, 317, 364, 444, 451
– щелочной 207, 208, 364, 365
Троктолит 6, 46, 49, 74, 76, 81, 91, 93, 97, 107, 109, 112, 114, 118, 121, 126, 130, 131, 187, 267, 271, **272**, 292, 293, 316, 399, 410, 419
– лунный 397, 399, 403, 404, 406, 408, 431
лейкотроктолит (форелленштейн) 89, 90, 248
Трондъемит, см. плагиогранит лейкократовый

Угандит 23, 28
Уртит 27, 28

Ферробазальт 24, 26, 329, 331
Феррогаббро 79, 80, 89–91, 95, 97, 114–119, 121, 123, 130, 418
Фойяит 37, 94
Фонолит 21–23, 25, 27, 28, 207, 213, 295, 301, 302, 306–308, 318, 320, 381
– лейцитовый 366

Хромитит 79, 102, 244, 245, 425

Чарнокит 241, 257, 259, 261, 262, 264, 275

Шонкинит 207
Шошонит 6, 363, 366, 368–372, 378, **381**, 382, 387–389

Экерит 36–38
Эклогит 16, 175, 197, 252
Эндербит, см. плагиогранит
Эссексит (габбро-эссексит) 182, 184, 201, 206–210, 306

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ МОРФОСТРУКТУР И НЕКОТОРЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Активная континентальная окраина **374**, 436, 445
– – – Северо-Американская **375**, 392, 393
– – – – Каскадные Горы, Береговой хребет 375, **376**–380, 383, 388
– – – Южно-Американские Анды **386**–389, 392, 393, 451
Анортозитовый докембрийский комплекс
– – – Адирондакский 251, 258, **259**, 261, 262
– – – Ачинский 41, 242, 243, **245**–247, 277
– – – Геранский **262**, 264, 265
– – – Джугджурский 251, **262**, 263, 424
– – – Каларский 251, **255**–258, 262, 265, 277, 413, 416, 418, 421, 422
– – – Колвицкий–Сальнотундровский 41, **251**, 253, 254, 276, 412, 414, 418, 422
– – – Коростеньский 265–**267**, 268, 271, 272, 274, 276, 277, 410, 413, 414, 425
– – – Корсунь-Новомиргородский 265–267, 274–276, 417–419, 425
– – – Монче–Чуна–Волчьих Тундр 41, 242, **246**, **247**, **248**, 276, **410**, **412**, 415, **425**
– – – Рижский 265–267, **271**–276, 410, 417, 418
– – – Салминский 265–267, **269**–272, 274–276, 417, 418
– – – Фискенассет **242**–244, 276, 277, 423, 425
Асейсмичный хребет (поднятие)
– – Бенхама 294
– – Девяностого Градуса (Восточно-Бенгальский) 301
– – Каролинский 294
– – Китовый 301
– – Оки 325
– – Фареро-Исландский 301
– – Ямато 324, 328

Геосинклиналь 4, 48, **104**, 105, 175, 465, 467
– эншалическая **104**
– эншматическая **104**, 160, 161, 166, 169
Глубоководный желоб 321, 331
– – Кайман 292, 293
– – Центрально-Американский **331**, 332

Зеленокаменный пояс докембрия **220**, 229, 235, 236, 238
– – – Абитиби **232**, 235, 236, 238
– – – Бербертон **228**–232, 235, 236, 238
– – – Сумозерско-Кенозерский **221**, 222, 226, 227, 235

Интрузив
– Бени-Бушера 463
– Большой Куль-Тайги **89**
– Бушвельдский **78**, 80, 96, 97, 102, 269, 384, 416, 418, 422, 425, 427, 455
– Гваделупа **383**, 384
– Гремяха-Вырмес 41, 46, 47, **92**–94, 102, 410, 413, **414**, 420, 456, 458, 462
– Дубровский **86**–88, 307, 464
– Елетьозерский 41, 46, 47, 92, 102, 420, 458, 462
– Златогорский **75**, 76, 78, 416, 456, 462
– Йоко-Довыренский 75, 96, 98, 462
– Каланти **196**–198
– Катынадырский **195**, 196
– Кизирский 89–**91**, 95, 96, 102, 412, 427, 456
– Коростеньский 265–**267**, 268, 271, 272, 274, 276, 277, 410, 413, 414, 425
– Кэптанс-Бей 343–**345**
– Лысогорский 78
– Маскокс 77, 78, 80, 86, 96, 102, 410
– Мончегорский 41, 46, 78, **80**, 86, 96, 102, 410
– Патынский 88–90, 91, 96, 98, 412, 424, 426, 427
– Перуанский батолит 389–392
– Саурский **193**
– Скергаардский **74**, 75, 78, 94–**99**, 116, 117, 121, 272, **314**, **385**, **418**, 422, **456**, 462
– Стиллуотер 78, 80, 97, 102, 292, 415, 416, 418, 424, 425, 427, 462
– Сьерра-Невада, батолит 383

Континентальная рифтовая область 9, 436, 438, 439, 441, 443–445, 452, 453, 466
– – –Африкано-Аравийская (Восточно-Африканская) 9, **18**–20, 23, 24, 29, 30, 48, 49, 443
– – – Карело-Кольская 9, **39**–48
– – – Байкало-Монгольская 9, 11, 14, 17, 18, 41, 48, 414, 443
– – – Осло 7, **32**–34, 41, 47–49, 420, 428

Океанский остров 278, 295, 436, 437, 439, 445, 452, 453
– – Буве 295, 296, 437, 441
– – Гавайи 308, 310, 410, 418, 441
– – Гоф 296, **304**, 318

– – Святой Елены 295, 296, **301**–305, 318, 320, 453
– – Оаху 309–311, 316, 319, 416, 418
– – Исландия **295**, 296, 301, 315, 319, 320, 410, 426, 428, 429, 437, 442, 444
– – Тристан **302**
– – Вознесения (Асуньсьон) 295, 296, 318, 453
– – Таити 295
– – Тринидади 295, 296, 307
– – Фернанду-ди-Норонья 295, 296, 307
– – Терсейра 305, 306, 317, 320
– – Пальма **306**, 307
– – Фаял 305, 320
– – Фуэртовентура 306, 307
– – Тенерифе 306, 307
– – Мауи 310, 314, 412
– – Гран-Канария 306, 307, 317, 318, 320
– – Реюньон 319, 320, 437
– – Кергелен 317, 319, 444
– – Пасхи 453
Океанских островов архипелаг 319, 466
– – – Азорский 295, 296, 301, **304**, 305, 318, 319, 320, 437, 449
– – – Гавайский 25, 117, 135, 291, **308**, 310, 312–319, **424**, 440, 442, 444, 453, **461**, 466
– – – Гвинейского залива (”линия Камеруна”) 295, 296, 307, **308**, 453, 466
– – – Зеленого Мыса 296, 303, 319, 444
– – – Канарский 296, **306**–308, 317, 319
– – – Тристан-да-Кунья 295, 296, 301, **303**, 304, 318, 320, 444, 445
Окраинное море 278, 321, **322**
– – Берингово 322, 335
– – Лау 322, **328**, 349, 359
– – Охотское 322
– – Филиппинское 294, 322, **328**–330, 332, 333, 349
– – Японское **322**–328, 467
– – Скотия 349, 452
Островная дуга 4, 105, 107, 156, 238, 321, 328–330, 333, 386, 441, 445
– – Алеутско-Аляскинская 333, **334**–336, 339, 342, **344**–348, 388, 446, 448, 451, 453
– – Идзу-Бонин-Марианская 329, 332, 333, 336, 349, 352, 444
– – Курило-Камчатская 333, 341, 368, 371, 446, 449
– – Липарская **362**, 363
– – Малая Антильская 449, 450
– – Новогебридская 349, 368, 441, 451
– – Соломонова 349, 371, 444
– – Тонга-Кермадек-Новозеландская 333, 336, **349**, 350, 353–356, 359, 361, 368, 388, 444, 451
– – Фиджийская 341, 349, 368, 449, 451
– – Эгейская 362, 363
– – Южно-Сандвичева 333, 444
– – Японская 326, 368, 388, 449
Офиолитовый комплекс **106**
– – Бей-оф-Айлендс 119, **126**–130, 132, 136, 151, 153
– – Войкар-Сыньинский 108, 109, 112, 114, 130, 131, 136, **143**, 145
– – Кемпирсайский 114, **130**, 131
– – Семейл 108, 109, 112, **119**–125, 136, 140, 142–144, 146, 151, 152, 156–159
– – Троодос 132–136, **138**, 142, 146, 148, 152, 154, 155
– – Хабарнинский 114, **130**–132, 136, 143, 145
Платиноносный пояс Урала **185**
Подводная гора Марлен **290**

Рифтовая структура
– – Аденская **20**, 21, 24, 32
– – Афарская **19**–25, 29, 32, 41, 441, 443, 466
– – Байкальская 9, 10, **15**
– – Ветреного Пояса 41, 43
– – Восточно-Африканская **19**, 24, 25–28, 443–445
– – Имандра-Варзугская 41, 43–45, 86
– – Исландская **300**
– – Кенийская (Грегори) 19, 20, **22**–24, 27, 32, 49
– – Красноморская **18**–**24**, 32, 47, 48, 284, **286**, 287, 289, 466
– – Онежская 41, 43, **45**
– – Печенгская **41**–47, 86
– – Провинция Бассейнов и Хребтов 375, 380, **382**, 383
– – Рио-Гранде 383
– – Танганьикская (Зап. ветвь Вост.-Африк. обл.) **20**–25, 28, 30, 445
– – Тункинская 12, 13, 15, 18
– – Эфиопская 18–**21**, 22–26, 29, 32, 41, 44, 47–49, 466

Серия магматических горных пород **5**, 41, 278, 321
– – – – известково-щелочная 5, 41, 48, 117, 169, 174, 175, 206, 232–234, 238, 276, 278, 280, 321–326, 330, 344, 347, 348, 363–368, 374, 376, 379, 388, 389, 392, 436, 446–448, 449, 453, 465, 467
– – – – марианит-бонинитовая 349–352, 467
– – – – субщелочная калиево-натриевая 5, 31, 41, 48, 49, 98, 206, 218, 278, 308–312, 315–317, 321, 326, 327, 330, 347, 374, 376, 379, 388, 392, 436–441, **443**, 446, 447, **449**–453, 459, 460, 462, 465, 466
– – – – калиевая (шошонитовая) 5, 278, 321, 328, 330, 363–368, 374, 376, 392, 436, 446, 447, 449–**450**, 451–453, 465–467
– – – – толеитовая 5, 41, 48, 49, 98, 117, 181, 218, 232–234, 278, 280, 308, 311–317, 321, 328, 330, 336, 347, 376, 379, 388, 392, 436, 437, 438–441, 446, 447, 450, 453, 459, 460, 462, 465
– – – – щелочная 5, 48, 321, 453, 460, 465
– – – – – калиево-натриевая 31, 308–312, 315–319, 436, 440, 462, 465, 466
– – – – – калиевая 29, 31, 364–368, 374, 436, 465–467
Складчатая (геосинклинальная) область 5, 7, 48, 104, 465, 467, 468
– – Гималайская 161, **167**
– – Кавказская 162, 175, **177**, 179, 191, 199, 446
– – Казахстанская 199
– – Панафриканская **166**
– – Реногерцинская 161, **169**, 170

– – Уральская 104, 146, 161–163, 175, 183, 185, 191, 198, 203
Срединно-океанический хребет 105, 173, 278, 279, 283, 284, 330, 436–441, 453
– – – Атлантический 295, 296, 300, 301, 305, 307, 320
– – – Индийский 283
– – – Восточно-Тихоокеанский (Восточно-Тихоокеанское поднятие) 280–282, 284, 286, 287, 289–291, 294, 329, 331, 332
– – – Горда 441, 445, 449
– – – Карлсберг 18, 441
– – – Шеба 18
Галапагосский центр раздвижения 284, 285, 286, 289, 291, 294, 331, 332, 437
Трансформный разлом
– – Сикейрос 288, 289, 294, 331, 332
– – Мария Целеста 292
– – Вима 292
Трапповая область, траппы, 50, 236, 377, 438, 441, 442, 444, 453
– – Австралийская 50, 51, 69
– – Антарктическая 50, 51, 68, 69
– – Африканская (Карру) 50, 51, 68, 69, 444
– – Восточно-Европейская, 50, 51, 69
– – Индийская (Деканская) 50, 51, 69, 444
– – Северо-Американская 50, 51, 68, 69
– – Сибирская 50, 51, 68, 69, 300, 444
– – Южно-Американская 50, 51, 68, 69

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ. *Е.В.Шарков, О.А. Богатиков* 3

ЧАСТЬ I

БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СЕГМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ 9

Глава 1. **Базитовые ассоциации континентальных рифтовых областей** 9
Базальтовый магматизм современных рифтовых областей. *Е.В. Шарков, В.Г. Казьмин* 9
Палеорифтовые области. *Е.В. Шарков* 32
Глава 2. **Базитовые ассоциации стабилизированных областей** 50
Базальт-долеритовые (трапповые) ассоциации континентальных платформ. *Ю.И. Дмитриев* . 50
Расслоенные интрузивы основных и ультраосновных пород. *Е.В. Шарков, О.А. Богатиков* . . 72
Глава 3. **Базитовые ассоциации складчатых областей** 104
Базиты офиолитовой ассоциации. *Е.Е. Лазько* 105
Базальты ранне- и позднегеосинклинальных вулканогенных ассоциаций. *С.В. Чесноков, И.С. Красивская* 160
Базиты габбро-долеритовой ассоциации. *М.К. Суханов* 175
Габброиды дунит-пироксенит-габбровой ассоциации. *Е.Е. Лазько* 185
Габброиды габбро-плагиогранитных формаций. *С.В. Чесноков, И.С. Красивская* 191
Габброиды габбро-гранитовых ассоциаций. *А.М. Борсук* 198
Основные породы в составе орогенных и активизационных магматических комплексов. *Е.Д. Андреева, А.А. Цветков* 206
Глава 4. **Базиты древнейших областей Земли** 220
Базиты зеленокаменных поясов докембрия. *А.К. Симон* 220
Анортозиты докембрия. *О.А. Богатиков, Е.В. Шарков, М.К. Суханов* 240

ЧАСТЬ II

БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ОКЕАНИЧЕСКИХ СЕГМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ 278

Глава 5. **Базитовый магматизм океанов** 279
Базиты океанического ложа. *Ю.И. Дмитриев* 279
Базитовые ассоциации океанских вулканических островов. *Е.В. Шарков, Ю.И. Дмитриев* . . . 295
Глава 6. **Базитовые ассоциации на активных границах континентальных и океанических литосферных плит.** *А.А. Цветков, Ю.И. Дмитриев* 321
Базитовые ассоциации активных окраин океанов 321
Базитовые ассоциации островных дуг 333
Базитовые ассоциации активных окраин континентов 374

ЧАСТЬ III

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА 394

Глава 7. **Основные породы Луны** 395
Классификация лунных основных магматических пород и их сравнение с земными аналогами. *О.А. Богатиков, В.И. Гоньшакова, Д.И. Фрих-Хар* 395
Ассоциации лунных магматических пород. *О.А. Богатиков, В.И. Гоньшакова, Д.И. Фрих-Хар, В.Я. Герасименко* 402
Глава 8. **Общие черты минералогии базитов.** *Е.В. Шарков, О.А. Богатиков, В.И. Гоньшакова, Д.И. Фрих-Хар* 409
Глава 9. **Общие особенности петрохимии и геохимии базитов.** *Е.В. Шарков, А.А. Цветков* . . 436
Петролого-геохимические особенности магматических серий зон растяжения 437
Петролого-геохимические особенности магматических серий зон сжатия 446
Сравнительная характеристика базитов зон растяжения и сжатия 452
Глава 10. **Проблема дифференциации основной магмы.** *Е.В Шарков, О.А. Богатиков* 454

ЗАКЛЮЧЕНИЕ. *О.А. Богатиков, Е.В. Шарков* 465

ЛИТЕРАТУРА 470

УКАЗАТЕЛЬ НАЗВАНИЙ ГОРНЫХ ПОРОД 481

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ МОРФОСТРУКТУР И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ 484

МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Основные породы

Утверждено к печати
Отделением геологии, геофизики
и геохимии АН СССР
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии
и геохимии АН СССР

Редактор *Н.Г.Демидова*

Редактор издательства *Т.А.Николаева*

Художник *А.Г.Кобрин*

Художественный редактор *М.Л.Храмцов*

Технический редактор *И.И.Джиоева*

Корректор *В.П.Крылова*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31062

Подписано к печати 04.10.85. Т — 17244
Формат 70 X 100 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл. печ. л. 39,7. Усл. кр.-отт. 39,7. Уч.-изд. л. 47,7
Тираж 2050 экз. Тип. зак. 775
Цена 5 р. 20 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука". 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

5 р. 20 к.

4531