

Ч.Хьюджес

ПЕТРОЛОГИЯ
ИЗВЕРЖЕННЫХ
ПОРОД

Ч. Хьюджес

ПЕТРОЛОГИЯ
изверженных
пород

Перевод с английского
канд. геол.-минер. наук М. К. СУХАНОВА



МОСКВА "НЕДРА" 1988

Developments in Petrology 7

IGNEOUS PETROLOGY

CHARLES J. HUGHES

*Department of Geology, Memorial University of Newfoundland,
St. John's, Newfoundland, Canada*



ELSEVIER SCIENTIFIC PUBLISHING COMPANY
AMSTERDAM — OXFORD — NEW YORK 1982

Ч. Хьюджес

ПЕТРОЛОГИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

5176



МОСКВА "НЕДРА" 1988



Хьюджес Ч. Петрология изверженных пород: Пер. с англ./Предисл. М. К. Суханова.— М., Недра, 1988.— 320 с.: ил.— ISBN 5—247—00260—1.

Рассмотрены минералогия, петрология, химические составы изверженных горных пород, формы их залегания. Охарактеризована связь тектоники и магматизма, описаны процессы дифференциации магмы. Сопоставлены изверженные породы океанических и континентальных областей, а также зон Беньюфа. Уделено внимание генезису магм, формированию главнейших типов горных пород и их изменению, изложен принцип выделения серии магматических пород, даны их характеристики.

Для научных работников, занимающихся петрографией, петрологией и минералогией магматических горных пород; будет полезна студентам и преподавателям геологических специальностей вузов и университетов.

Табл. 33, ил. 52, список лит.— 237 назв.

Рекомендовано к переводу чл.-кор. АН СССР *О. А. Богатиковым* (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР).

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Хьюджес Чарльз

ПЕТРОЛОГИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Заведующий редакцией *В. А. Крыжановский*

Редактор издательства *А. П. Хуловка*
Переплет художника *И. А. Слюсарева*
Художественный редактор *Г. Н. Юрчевская*
Технический редактор *Л. Г. Лаврентьева*
Корректор *Н. А. Громова*

ИБ № 7268

Сдано в набор 28.01.88. Подписано в печать 10.05.88.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 1. Гарнитура Литературная.
Печать высокая. Усл. печ. л. 20,0. Усл. кр.-отт. 20,0. Уч.-изд. л. 23,62.
Тираж 2180 экз. Заказ 56/1437—2. Цена 5 руб. 20 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 125047,
Москва, пл. Белорусского вокзала, 3

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

X 1904020000—227 46—88
043(01)—88

ISBN 5—247—00260—1 (русск.)

ISBN 0—444—42011—8 (англ.)

© Elsevier Scientific
Publishing Company, 1982

© Перевод на русский язык, предисловие.
Издательство «Недра», 1988

ПРЕДИСЛОВИЕ ПЕРЕВОДЧИКА

Книга Ч. Хьюджеса «Петрология изверженных пород» является фундаментальным обобщением в области петрологии изверженных пород. С одной стороны, это справочное пособие, в котором детально рассмотрены методы изучения магматизма и его продуктов, химический и минеральный состав, петрография магматических горных пород, дана характеристика вулканической и интрузивной деятельности, физических свойств магм и закономерностей их кристаллизации; с другой — это обширнейшая сводка данных, полученных за последние годы, в которой вскрываются общие закономерности проявлений магматизма океанов и континентов как современного этапа развития Земли, так и ранних периодов ее эволюции (главы, посвященные современному магматизму океанов, зон Беньюфа, континентальных областей и докембрия).

Первые шесть глав книги представляют собой обзор уже известных и неоднократно переводившихся на русский язык обобщений (например, работа Ф. Хетча, А. Уэллса, М. Уэллса «Петрология магматических пород». М., Мир, 1975). В связи с этим в русском издании, с согласия автора, они изъятые, а переведены лишь главы, вызывающие особый интерес советских читателей.

Так, например, несомненный интерес представляет глава, посвященная сериям магматических пород, в которой детально рассмотрены принципы выделения серий, с привлечением термодинамических обоснований и даны их исчерпывающие характеристики. Это особенно важно для советских геологов, поскольку в нашей стране развит формационный подход к изучению магматизма и в настоящее время активно обсуждаются вопросы соотношения таких фундаментальных понятий, как магматическая формация и серия (результаты неоднократных обсуждений этого вопроса, проводимые по инициативе Петрографического комитета АН СССР, приведены в обзоре О. А. Богатикова и др., опубликованном в 1987 г. в журнале «Известия АН СССР», сер. Геол., № 8).

Автор дает оценку современному состоянию учения о магматических породах, связывая магматизм с природой верхней мантии и давая обзор геологии и магматической истории тех важнейших областей Земли, изучение которых во многом изменило наши представления о природе магматизма вообще. Необходимо отметить объективность автора в вопросах генезиса магматических пород. Он советует читателю не полагаться на мнение авторитетов, а изучать геологические объекты, знакомиться с литературной полемикой и выработать свое собственное мировоззрение.

Однако следует отметить, что приводимый в книге материал отражает взгляды зарубежных геологов на проблемы магматизма и его роль в истории Земли, среди которых большая часть и сам автор являются активными сторонниками концепции тектоники

плит. В этой монографии совсем не использована советская литература.

В Советском Союзе сейчас издается 6-томная сводка «Магматические горные породы» (четыре тома уже вышли и два подготовлены к изданию). В ней приведены исчерпывающие сведения как по петрографии отдельных видов магматических пород, так и по эволюции магматизма в истории Земли. Таким образом, предлагаемая читателю книга может рассматриваться как хорошее дополнение к советскому энциклопедическому изданию.

М. К. Суханов

ПРЕДИСЛОВИЕ

Уже в течение многих лет заметно отсутствие книги для студентов старших курсов по петрологии изверженных пород, которая содержала бы не только общие сведения по курсу петрографии, но и рассматривала серьезные исследования, опирающиеся на термодинамические или химические подходы. После выхода в свет исследования Артура Холмса, опубликованного под названием «Принципы физической геологии» в 1965 г., произошла существенная переориентация магматической петрологии в связи с глобальными тектоническими концепциями. С момента исторического замечания Р. Дели, что «окончательная философия земной истории должна основываться на непоколебимых фактах по изверженным породам», получены новые доказательства и выводы, касающиеся происхождения как молодых, так и древних магматических пород. Интенсивное изучение офиолитов, протерозойских магматических пород и других значительных проблем теперь, как мы видим, сменилось сравнительно спокойным периодом сбора и интерпретации все более увеличивающегося количества софистских аналитических данных по магматическим породам и относительным замедлением разработок в области синтеза и выводов. Следовательно, настало время предпринять попытку обобщить имеющиеся данные по тектонике с основами классической петрологии.

Это предопределяет подход к изложению материала, полученного в результате полевых и других непосредственных наблюдений, а также анализа истории исследований. По этому принципу последовательно излагаются данные по экструзивным и интрузивным породам и классической минералогической классификации, затем данные по процессам дифференциации вещества земной коры совместно с результатами экспериментальных работ, вплоть до развития идей по магматическим сериям, образовавшимся в современных условиях, и их связи с концепцией тектоники плит и предполагаемыми мантийными процессами для идентификации некоторых районов. Студенты должны оценить преимущество такого подхода, начиная с исторических открытий и эволюции идей о происхождении магматических пород, с целью анализа имеющихся знаний и до современных представлений.

Я надеюсь, что читатель этой книги будет обладать элементарными знаниями в области физических и геологических наук, включая знакомство с введением в петрологию, а в идеале сможет воспользоваться хорошей коллекцией шлифов пород магматических серий и параллельно ознакомиться с соответствующими курсами геохимии и изотопной геологии.

Текст книги хорошо иллюстрируется подбором литературных ссылок — постоянной и важной проблемой для учебной литературы. В списке литературы приведены многие классические и кардинально меняющие взгляды работы, наряду с большим количеством

обзорных статей разных лет, вплоть до современных, а подбор более специальных работ определен интересами автора, которые он считает важными и информативными, особенно тех, которые могут отражать противоположные или иные, в отношении утвердившихся взглядов, мнения. В какой степени данная книга удовлетворяет таким желательным качествам, как хороший стиль изложения, краткость и значительный объем информации, читатель может судить, ознакомившись с указанными литературными источниками. Как указывает Джилберт Хей в книге «Искусство преподавания», польза от работы с первоисточниками не идет ни в какое сравнение с покорным принятием чьих-либо комментариев.

Таким образом, мой совет читателям этой книги — пользоваться ею, как я, т. е. делать пометки, замечания, ставить вопросы, отмечать разногласия и т. д., поскольку не только ни одна книга не может быть всеобъемлющей, но сам предмет нашего исследования постоянно развивается. Любые исправления и соображения будут приняты с благодарностью.

Я хотел бы использовать этот удобный случай и выразить свою благодарность моим учителям и товарищам, с которыми сотрудничал в течение многих лет и в первую очередь моему первому учителю и наставнику профессору Л. Уэджеру. Как и все другое, может меняться направление магматической петрологии, но не человеческая сущность. Лоуренс Уэджер, альпинист и геолог, петрограф-наставник и мыслитель-новатор, обладал истинным научным мастерством и неутомимой способностью ставить и решать важные проблемы. Большая часть его научного наследия в области магматической петрологии в настоящее время принадлежит ряду петрологов-магматистов, которым он преподавал в Оксфорде и которые работали под его руководством на Гебридских островах, в Гренландии и во многих других районах. Я также с благодарностью вспоминаю своих товарищей геологов из Замбии, Зимбабве, Южной Африки, Ганы, Египта, Марокко, Испании, Франции, ФРГ, Свазиленда, Скандинавии, Соединенного Королевства Великобритании и Северной Ирландии, США, Канады, Исландии, Индии, Непала, Малайзии, Австралии, Новой Зеландии и Японии, с которыми сотрудничал в течение нескольких лет, и, конечно, аспирантов, студентов и коллег Ньюфаундлендского университета.

В связи с созданием данной книги среди коллег по университету я выражаю признательность Глейнс Вудленд, которой выполнена большая часть печатных работ при содействии Лилиан Марфи, Цинтия Нери и Бетти Андрус; Клиффорду Вуду, Джери Мак-Манусу за выполнение графических работ и советы; Джин Миллс, Адель Поинтер и Джорджу Инерсону за помощь при составлении списка литературы. Я благодарен моему другу и коллеге доктору Джону Малпасу за его замечания по тексту и многочисленные предложения, направленные на улучшение содержания книги и занявшие у него много времени.

Чарльз Дж. Хьюджес

СОКРАЩЕНИЯ И СИМВОЛЫ, УПОТРЕБЛЯЮЩИЕСЯ В ТЕКСТЕ

- БСОХ — базальты срединно-океанических хребтов
ИНСС — истощенный низкоскоростной слой
 K_{55} — значение массовой доли K_2O (в %) в петрохимической серии при содержании SiO_2 55 %
КИЛЭ — крупноионные литофильные элементы

Минералы:

- ab — альбит
ac — акмит
ap — анортит
c — корунд
di — диопсид
en — энстатит
fa — фаялит
fo — форстерит
fs — ферросилит
hm — гематит
hy — гиперстен
il — ильменит
le — лейцит
mt — магнетит
ne — нефелин
ns — натровый метасиликат
ol — оливин
or — ортоклаз
Q — кварц
Wo — волластонит
НКТ — низкокалийевый толеит
НСС — низкоскоростной слой
ОДТ — островодужный толеит
ОПСЗ — область над поверхностью сейсмической зоны Беньофа
ПРМП — первозданный разогретый мантийный поток
РЗЭ — редкоземельные элементы
ТОО — толеиты океанических островов
АФМ — вариационная диаграмма (щелочи, оксид железа (III), оксид магния)
Ап — массовая доля анортита (в %), высокотемпературного компонента в минерале серии твердых растворов анортит — альбит (например, Ap_{81} соответствует составу, содержащему 81 % анортита)
ВАВІ — наиболее низкое отношение изотопов стронция для базальтовых ахондритов
CFSE — поле постоянной кристаллической энергии
СІ — кристаллизационный индекс
С. I. — цветной индекс

- CMAS — система $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$
- DI — дифференциальный индекс
- E — взрывчатый индекс
- En — массовая доля (в %) энстатита в минерале серии твердых растворов энстатит—ферросилит (см. An)
- FAMOUS — французско-американский проект изучения дна океанов
- FI — индекс фракционирования
- Fo — массовая доля (в %) форстерита в минерале серии форстерит — фаялит (см. An)
- h* — вертикальное расстояние в километрах до сейсмической зоны Бенъофа
- M* значение — $\text{Mg} \cdot 100 / (\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{общ.}})$
- M* отношение — $\text{Mg} \cdot 100 / (\text{Mg} + \text{Fe}^{+2})$
- Q* — безразмерное качественное выражение сейсмической жесткости мантии
- SI — индекс отвердевания
- $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})^{\circ}$ — первичное отношение изотопов стронция

1.1. ВВЕДЕНИЕ

Овладев знаниями о минералогическом и структурном разнообразии магматических пород, а также сделав попытку классифицировать последние, ученые задают вопрос: каким образом связаны между собой различные породы? Среди других вопросов, которые можно было бы задать при этом, следующие. Повторяются ли однотипные ассоциации разнообразных магматических пород в различных районах? Можно ли найти в природе доказательства происхождения различных типов пород из одного исходного магматического очага? Как могло это произойти? Образовываются ли некоторые или все разновидности магматических пород из одной или нескольких родоначальных магм? Можно ли создать рабочие гипотезы исходя из частичного сходства закономерностей строения магматических провинций? Могут ли эти гипотезы быть проверены экспериментально, путем прогнозирования или сравнения? Все это является предметом научного исследования, которое постоянно опровергает шутливое выражение Г. Адамса: «Анархия — закон природы, а порядок — мечта человека», и показывает, что мечта — достижимая реальность.

Наблюдаемая в магматических породах дифференциация действительно служит краеугольным камнем петрологии. Это важно для полевой работы петролога, поскольку знания о данном процессе дают представление о том, что картировать и как отбирать образцы в поле. В целом лавовые потоки затвердевают слишком быстро для того, чтобы в них могла проявиться внутренняя дифференциация (но таким образом может сохраниться состав исходной магмы, за исключением летучих компонентов), однако изучение плутонических пород показывает, что на самом деле лишь некоторые из них затронуты процессами дифференциации.

Огромное значение для петрогенезиса имеет то, что изучение этих процессов приводит к выявлению исходных магматических типов. Некоторые глубинные гранитные породы в действительности возникли из *исходных магм* основного состава и были дифференцированы преимущественно в результате процессов фракционирования кристаллов, что привело к образованию четко выделяющихся *серий магматических пород*, обычно характерных для определенных тектонических условий. В этом отношении идеальным материалом для работы являются свежие современные вулканические породы, поскольку анализ афировых пород или основной массы порфировых разновидностей позволяет проследить *магматическую линию* их происхождения. Однако сейчас мы должны следовать по историческому пути открытий и изучить вначале по-

левые доказательства дифференциации, которые наблюдаются в интрузивных телах и которые исходят из интерпретации анализов отдельных лавовых потоков, включая предположения о том, что их образование является бесспорным доказательством дифференциации.

Исторически в отношении изучения магматических горных пород мы отмечаем выдающиеся «героические годы» петрографии XIX в., за ними следует период успехов петрологии во второй четверти XX в. Полученные данные главным образом дают ответы на вопросы дифференциации и помогают предварительно выделить основные провинции и ассоциации магматических горных пород. Это, однако, не позволяет утверждать, что процессы дифференциации не наблюдались первыми исследователями. Классическими примерами ранних обобщений, имеющих ценность для выявления процессов дифференциации, служат работы У. Пирсона, основанные на полевых исследованиях лакколита Шонкин-Сэг и других небольших интрузий в районе гор Хигвуд (шт. Монтана) и описании гравитационного осаждения и флотации первичных кристаллов в интрузии Илимауссук на юге Гренландии, сделанные Н. Юс-сингом. Однако для полного расцвета всякого научного направления должно наступить время, в которое будут интенсивно развиваться и параллельные направления, тогда человеческая мысль подготовит и сделает их приемлемыми для подтверждения новых гипотез.

Магматическая дифференциация определяется как процесс образования более одного типа магматических пород *in situ* из обычного источника магмы во время ее внедрения и охлаждения*. Это относится к химически различным продуктам и совсем не относится к структурным разновидностям. Так, например, стекловатый тахилитовый край базальтовой дайки не обязательно является дифференциатом в отношении ее раскристаллизованного ядра. Отметим, что здесь мы четко отделяем от прочих гипотетические процессы, приводящие к образованию магм различного состава до их внедрения в верхние горизонты земной коры, хотя такие процессы необходимо рассматривать в ряду механизмов дифференциации в случае глубинных гранитов на ранней стадии возникновения последних.

Однородны ли магматические камеры? Даже в быстро внедряющихся системах базитовых даек и при трещинных излияниях проявляются некоторые колебания состава исходной магмы во времени, имеются и строгие доказательства того, что многие круп-

* К. Кокс и другие используют термин *фракционирование* в том же смысле, что и термин *дифференциация*, употребляемый в данной работе. Однако исторически второй термин вполне определился в магматической петрологии, что показано здесь. Более того, первый термин, правильно или неправильно, используется многими петрологами для обозначения собственно разделения кристаллов, что является одним из видов процессов дифференциации. Таким образом, в данной работе сохраняется термин дифференциация. Дискуссия по этому вопросу отражена в работе К. Кокса [51].

ные интрузивные тела основного состава образовались в результате нескольких внедрений магмы. Относительное постоянство состава дискретных магматических групп установлено, например, по сохранившимся современным и древним лавовым потокам на о. Килауэа, Гавайи [233], это позволяет считать, что широко распространенные представления о первичной однородности источника магмы могут быть не так уже обоснованы, по крайней мере при извержениях значительного количества основных пород. Установлено заметное постоянство составов отдельных извержений «когерентных» андезитовых вулканов, таких как Мерапи (о. Ява), что еще раз подтверждает возможность однородности отдельных магматических резервуаров. Однако магма в какое-то время и в каком-то месте, вероятно, либо кристаллизуется, либо растворяет выросшие кристаллы. Таким образом, в эволюции порфировой магмы имеется возможность (наиболее вероятная в случае менее вязкой основной магмы) относительного движения между жидкостью и кристаллами, которые в общем обладают различной плотностью и составом по сравнению с жидкостью, что и приводит к дифференциации. Удобное предположение о том, что состав какой-либо данной магматической камеры был когда-то однороден, тем не менее, является, вероятно, правильным только в первом приближении. Другой вывод заключается в том, что граниты кати- и мезозоны скорее всего не были однородными или их состояние только приближалось к жидкости. В процессе внедрения они могли быть грубо смешаны, в результате чего образовались объемы «сравнительно однородного материала — это процесс «антидифференциации»!» Петрология часто страдает от попыток применения унифицированного подхода как к (существенно жидким) базитовым магмам, так и к (существенно твердым) гранитным «магмам».

Однако, рассматривая в значительной степени однородное магматическое тело в качестве отправной точки, мы задаемся вопросами: была ли вся магма жидкой частично или только жидкой, содержался ли в ней кристаллический материал, какие процессы могли привести к образованию конечных твердых дифференцированных продуктов и какие доказательства действия такого рода процессов мы можем обнаружить в природе?

Поскольку результаты современного изучения магматического петрогенезиса позволяют нам в глобальном масштабе рассмотреть магматическую деятельность в аспекте тектоники плит, то можно привести многие магматические провинции и интрузии, широко известные в качестве классических примеров дифференциации. Выбор таких примеров труден и отчасти определяется литературными источниками на английском языке, в меньшей степени в виде примеров использованы районы, известные лично автору.

1.2. ПРОЦЕССЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ В ЖИДКОЙ МАГМЕ

1.2.1. Процессы дифференциации и газовый перенос в жидкой магме

Здесь мы рассматриваем не микромасштабную диффузию вокруг растущих кристаллов, неизбежно связанную с процессами кристаллизации, а вероятность крупномасштабных диффузионных явлений в магматической камере как причину дифференциации. Теоретически возможно, что диффузия будет происходить в результате возникновения температурного градиента, приводя к установлению равновесного градиента состава (*эффект Сори*), в другом случае диффузия проявляется при вертикальном увеличении давления, что приводит к возникновению градиентов плотностей и состава. Однако авторитетные ученые приходят к заключению, что прямое влияние этих эффектов на скорость, с которой должны происходить процессы диффузии, способные проявляться в «сухих» силикатных расплавах, слишком мало и может не учитываться и, кроме того, не имеет убедительных полевых доказательств.

Г. Кеннеди обратил внимание на предполагаемое поведение воды, растворенной в силикатном расплаве и предположил возможное существование большого количества воды в магматических камерах, имеющих значительные вертикальные размеры. При этом за геологически продолжительные периоды времени происходит концентрация H_2O в тех их частях, где устанавливаются более низкие температуры и давления (т. е. в верхних горизонтах). Повышенные концентрации воды, возникшие таким образом, должны были уменьшать температуры магматической кристаллизации, увеличивая температурный градиент до или во время кристаллизации, и усилить первичный потенциал, приводящий к миграции растворенной воды. Г. Кеннеди вывел графическую зависимость (рис. 1) эквипотенциальных концентраций воды от глубины на основании классической работы Р. Горансона; эти допущения, в свою очередь, были детально рассмотрены К. Бурнхемом*, и было предложено несколько модификаций таких построений. В дальнейшем Г. Кеннеди предположил, что щелочи и некоторые металлы будут реагировать с водой и подобным образом концентрироваться в участках наименьших давлений и температур. Если это действительно так, то в магме может произойти значительная дифференциация пороодообразующих элементов.

Геологическим доказательством действия таких процессов может быть отложение пепловых потоков, многие из которых обладают зональностью и в пределах одного застывшего слоя проявляют постепенные тонкие вариации состава пород, меняющихся вверх по разрезу от сравнительно кислых до относительно основных. Это объясняется тем, что источник материала, внезапно из-

* Геохимия гидротермальных рудных месторождений/Под ред. Х. Бернса, М., Мир, 1983.—Прим. пер.

вергнутого во время непродолжительного промежутка времени из общей магматической камеры, был дифференцирован по составу от сравнительно более кислого и значительно насыщенного летучими веществами (с которого начиналось извержение) в верхних частях камеры до относительно более разогретого, более основного и жидкого из нижних горизонтов. Во многих районах зональность отложений пепловых потоков интерпретируется именно так, а это согласуется с гипотезой зональной магматической камеры, предложенной Г. Кеннеди. Большой интерес представляет работа К. Аллегре и М. Кондомайнса, посвященная геохронологии вулканических процессов, с использованием данных по изотопии ^{238}U — ^{230}Th .

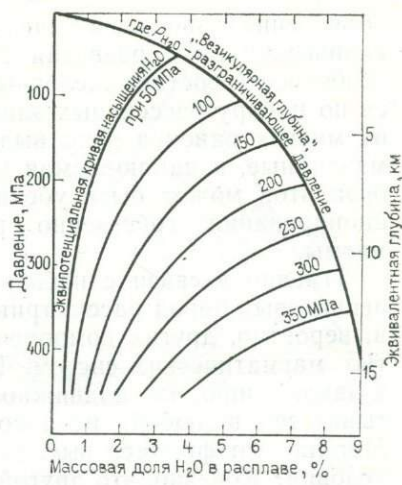


Рис. 1. Равновесное распределение воды в расплаве альбитового состава при температуре 1000 °С

Она в некоторой степени является подтверждением этих взглядов, так как полученные данные указывают на то, что период существования дифференцированной магматической камеры под андезитовым стратовулканом Иразу оценивается не менее чем в 0,14 млн лет — неожиданно большой интервал времени и достаточно большой для предположения о проявлении процессов дифференциации.

Аналогичная картина, но в меньшем масштабе и более кратковременная наблюдается для хорошо известных повторяющихся современных вулканических извержений Геклы (Исландия). В некоторых из двадцати описанных извержений за последний миллион лет первыми продуктами выбросов зафиксированы стекловатые и сравнительно высококремнистые породы, быстро сменяющиеся однообразными базальтовыми породами. И чем длительнее интервал между последовательными извержениями, тем более высококремнеземистые составы извергаются в начале вулканической деятельности [209].

Именно сочетание рассчитанного высокого содержания воды с кислыми продуктами в этих примерах является подтверждением модели дифференциации Г. Кеннеди внутри магматической камеры. Тем не менее следует отметить, что процессы фракционирования (см. разд. 1.6.2—1.6.6), воздействуя попеременно или независимо от каких-либо других процессов, приводящих к различиям в содержании летучих в магме, могут способствовать образованию тел более кислых расплавов в верхних частях столба магмы, подвергающейся дифференциации.

Рассматривалась и возможная роль газового переноса щелочей в неглубоких изначально толентовых магматических камерах для

объяснения извержений щелочных базальтов, завершающих вулканический цикл развития Гавайских вулканов. Однако другие особенности состава щелочных базальтов, отчетливо выявляющихся по набору рассеянных элементов, и сходство такого типа пород из многих районов явно выделяют их родоначальные магмы как мантийные, и наблюдаемая характеристика ассоциации щелочных базальтов может быть убедительно объяснена процессами фракционирования собственно родоначальной щелочно-базальтовой магмы.

Именно в связи с небольшой, но очень своеобразной группой агпайтовых пород рассматривается возможность переноса щелочей и, вероятно, других компонентов как в, так и из частично открытых магматических систем. Так, например, Д. Бейли [7] пришел к заключению, что подвижность щелочей (и железа) должна учитываться в любой реальной схеме агпайтового петрогенезиса. Мог ли этот феномен вызывать или воздействовать на агпайтовые условия? Конечно, это другой вопрос. Ясно, что длительное, значительное фракционирование плагиоклаза (всегда более глиноземистого, так же как и более известковистого, чем кристаллизующаяся магма) могло привести к образованию фракционированных агпайтовых жидкостей (*плагиоклазовый эффект Боуэна*) и что последующая миграция щелочей могла произойти как результат растворимости компонента щелочного метасиликата в воде.

Таким образом, хотя миграция растворенной воды внутри магматических камер, по-видимому, происходит, доказательства действия диффузионного процесса в противоположность процессу фракционирования как возможного механизма существенной магматической дифференциации не установлены, за исключением агпайтовых пород, для образования которых, очевидно, требуется этот эффект. Вероятно, последний пример может заставить нас скептически отнестись к возможности проявления в какой-либо степени диффузионного переноса воды, щелочей и, может быть, комплексных ионов внутри магматических камер в ситуациях, где другие механизмы дифференциации явно преобладают. Однако элемент неопределенности существует и в моделях жестких, закрытых систем, где рассматривается только фракционирование кристаллов.

1.2.2. Ликвация

Если магма должна была расщепиться на две несмешивающиеся жидкости неоднородного состава, то продукты кристаллизации каждой из них были бы различны и, следовательно, *ликвация* (несмесимость жидкостей) могла бы быть потенциальной причиной дифференциации магматических пород. Разнообразие магматических пород, иногда залегающих совместно и резко отличающихся друг от друга (например, многие кислые — основные ассоциации), постулируется ликвацией, априори не являющейся невозможной или даже маловероятной. Привлечение ее для объяснения таких явлений было популярным в начале этого столетия.

Ранние экспериментальные работы с силикатными расплавами, представляющими обычные магматические составы, дали ряд примеров ликвации. Некоторые расплавы, действительно очень обогащенные кремнеземом и, таким образом, существенно отличающиеся от любых магматических пород, как известно, в ограниченных пределах имеют области несмесимости между почти чистыми, очень вязкими богатыми кремнеземом жидкостями и жидкостями, содержащими кремнезем плюс FeO , MnO , MgO и т. д. при повышенных температурах около 1700°C . Однако добавление даже небольших количеств щелочей к любой из этих систем вызывает исчезновение поля несмесимости. Петрологи, вооруженные такого рода экспериментальными данными, смогли, тем не менее, игнорировать возможность ликвации в природных силикатных расплавах.

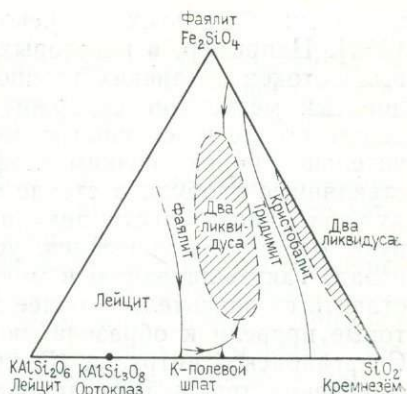


Рис. 2. Система лейцит — фаялит — кремнезем при давлении 100 МПа

Но накопление геологических данных из таких разнообразных примеров, как включения сульфидов в основных породах, магнетит-апатитовые тела, породы обширных кимберлит-лампрофир-карбонатитовых групп, недавно изученные лунные базальты и фракционированные земные толеиты, отчетливо продемонстрировало явление ликвации в магмах. Это привело к дальнейшим экспериментальным работам, особое внимание в которых уделялось указанным типам расплавов. Важным открытием было установление существования еще одного несомненного поля несмесимости в системе лейцит (ортоклаз) — фаялит — кварц (рис. 2) при температурах ниже 1100°C , полностью окруженного полями кристаллизации фаялита и кварца. Таким образом, ликвация становится реальностью для петрологов, когда приходится иметь дело с аналогичными составами, в связи с этим необходимы повторные исследования и переосмысление накопленного материала. Примером служат обзоры А. Филпотса [165] и Е. Роддера [181] и работы, посвященные ликвационным моделям [166].

Критерии ликвации выявляются по структурным и минералогическим особенностям: структурно она выражается в образовании округлых, иногда сросшихся глобулей одной жидкости в другой; минералогически важным доказательством служит равновесная кристаллизация фаз: фазы, равновесно кристаллизующиеся из одной жидкости, должны быть также равновесны с фазой другой жидкости.

Усилению интереса к ликвации в магматических породах послужило открытие структурных особенностей, характерных для нее,



5176

в лунных базальтах и некоторых земных базальтовых породах [182]. Например, в некоторых образцах из толетитовых базальтовых потоков деканских траппов (Индия) интерстициальный стекловатый мезостазис содержит мельчайшие глобулы темно-коричневого стекла в основной массе бледноокрашенного стекла со значительно более низким коэффициентом преломления [57]. Эти стеклянные глобулы в стекле основной массы являются одним из лучших доказательств ликвации и в этом отношении соответствуют одному из критериев, установленных Н. Боуэном полвека назад. Такую ликвацию в микромасштабе, вероятно, можно сопоставить со значительно более крупномасштабными явлениями, которые привели к образованию химически аналогичных пород в Скергаардской интрузии (Гренландия), где ликвационные взаимоотношения теперь постулированы для объяснения контрастных взаимоотношений гранофиоров и чрезвычайно обогащенных железом пород, кристаллизовавшихся последними в данной интрузии [134]. Аналогичный феномен, но в меньшем масштабе иногда имеет место при формировании феррогаббро, габброидной серии офиолитовых комплексов, содержащих глобулы плагиогранитного состава.

Низкая растворимость сульфидов в природных силикатных расплавах (значительно более низкая, чем на это указывают экспериментальные работы по изучению некоторых простых систем) убедительно доказана при изучении структур пород Скергаардской интрузии [212]*. Основные породы содержат 0,05 % объемных микроскопических глобул, расположенных наклонно, многие из них сложены сульфидами меди и интерпретируются по форме и распределению как образования, возникшие из несмешивающегося сульфидного расплава. На самой последней стадии фракционирования (кристаллизовалось 98 % пород) несмешивающихся сульфидных фаз сравнительно больше и они преимущественно представлены сульфидами железа. Значительно более крупномасштабные, имеющие важное экономическое значение сульфидные руды комплекса Садбери (пров. Онтарио, Канада) с минеральным парагенезисом халькопирит—пирротин—магнетит и с акцессорными кубанитом и пиритом интерпретируются как возникшие из сегрегационных тел несмешивающихся сульфидных расплавов, образовавшихся одновременно с основными породами. В настоящее время эти сульфидные тела структурно связаны со сравнительно более молодыми интрузиями норитов краевого комплекса и находятся в сложных взаимоотношениях с этими породами, вмещающими образования и других магматических комплексов.

А. Филпоттс [164] показал, что расплав магнетит-апатитовой смеси в приблизительных пропорциях 2:1 является эвтектоидным по отношению к определенным силикатным магматическим расплавам при определенных температурах. К числу некоторых районов, где необходимо привлечение ликвации для объяснения обра-

* Л. Уэджер, Г. Браун. Расслоенные извержения породы. М., Мир, 1970.—
Прим. пер.

зования магнетит-апатитовых залежей, относится область Камсел-Ривер, Северо-Западные территории (Канада) [6]. Эффективным доказательством существования расплавов аналогичного состава является открытие потоков почти чистого магнетит-гематита с небольшим количеством апатита [159].

Описано несколько случаев нахождения обогащенных карбонатом включений в кимберлитах и ассоциирующих с кимберлитами в отдельных жилах и подобных образованиях, сложенных карбонатами, происхождение которых вначале объяснялось вторичными процессами изменения, но теперь считают генетически связанным с карбонатными жидкостями, возможно, образовавшимися при ликвационной сегрегации из кимберлитовых магм [116]. Последующие экспериментальные работы продемонстрировали способность недонасыщенных расплавов, сосуществующих при верхнемантийных давлениях с оливином и двумя пироксенами, растворять до 40 % CO_2 [235]. Фракционная кристаллизация такой жидкости с большим количеством растворенного CO_2 приводит к образованию остаточного расплава, обычно расщепляющегося на две несмешивающиеся жидкости, примерно соответствующие кимберлиту и карбонату. Этот эксперимент демонстрирует гипотезу возникновения карбонатитов в результате ликвационного отщепления карбонатитовой жидкой фракции от исходных недонасыщенных щелочами основных расплавов (не обязательно всегда кимберлитовых) во время кристаллизации и подъема в верхние горизонты коры.

Включения, или глазки *, связываемые также с ликвацией жидкостей, обычны для многих лампрофиров. Прекрасное, четкое объяснение глазков в этих породах со многими ссылками на сходные ситуации дано Дж. Фергюсоном и К. Курье [68], которые показали, что: 1) включения, удовлетворяющие критериям Боуэна в качестве ликвационных, присутствуют в лампрофировых дайках, развитых вокруг щелочной карбонатитовой интрузии Каландер-Бей, пров. Онтарио (Канада); 2) эти породы плавятся с разделением на две или три несмешивающиеся жидкости в подходящих геологических условиях; 3) составы глазков и основной массы предполагают, что процесс их образования являлся главным фактором в происхождении щелочных магматических пород; 4) глазки Каландер-Бей идентичны по своим особенностям лампрофировым породам определенного состава, известным во всем мире.

* В Геологическом словаре [76] приведены различные толкования термина *глазковая (оцеллярная) структура*. Это расположенные ориентированно мелкие кристаллы вокруг крупного глазообразного фенокриста, и, таким образом, глазки соответствуют фенокристу в порфировой породе. В настоящее время термин *ocelli* чаще используется во множественном числе (а не в единственном — *ocellus*) и отвечает не фенокристам, а округлым глобулям лейкократового материала, включенным в более основную вмещающую породу, которая часто имеет состав кимберлита или лампрофира. Кристаллы во вмещающей породе иногда располагаются тангенциально вокруг глазков (как в глазковой структуре), но иногда и заходят в них.

Другое интересное и хорошо иллюстрированное объяснение лампрофиров с глазками при помощи ликвации дается Д. Стронгом и А. Харрисом [202], которые предположили, исходя из геологической дедуктивной работы, что имеется явный ряд составов двух дополнительных несмешивающихся жидкостей (если агрегат кристаллических продуктов в каждой видимой фазе мог представлять собой эквивалент жидкого состава и при этом допускаются усложнения из-за существования и возможностей потери отделившихся газов в глазках). Эти авторы [68] отметили карбонатитовые глазки в некоторых обогащенных оливином дайках и глазки, состоящие преимущественно из калиевого полевого шпата и цеолитов в керсутитсодержащих лампрофирах. Благоприятными условиями для развития несмесимости в лампрофирах является в том числе и присутствие (но не обязательное) CO_2 и высокие содержания калия.

Некоторые структуры в гранитных пегматитах [110] и в граптофировых телах [102] характеризуются признаками ликвации на последних этапах кристаллизационной истории водонасыщенных гранитных расплавах у тройного гранитного минимума. Очевидно, в этих примерах проявляется локальное развитие участков, содержащих водонасыщенную жидкость, сосуществующую с перенасыщенным водой силикатным расплавом. Распределение вещества между двумя жидкостями приводит к образованию гигантских кристаллов кварца, кристаллизовавшихся из гидротермальных растворов, в то время как гранитный материал с обогащенными калиевым полевым шпатом прослоями кристаллизовался из силикатного расплава. При этом формируются отчетливые структуры, но масштаб дифференциации невелик.

В общем возможности значительной несмесимости не могут быть игнорированы в следующих случаях: 1) при кристаллизации магм, обогащенных летучими компонентами, особенно щелочами (здесь возникает также вопрос о скорости диффузии высвобождающихся H_2O и CO_2 относительно скорости кристаллизации или, наоборот, об эксплозивном отделении этих летучих составляющих); 2) при обнаружении сульфидов в базитовых породах; 3) в случае фракционированных обогащенных железом жидкостей толеитового типа.

1.3. ГИБРИДИЗАЦИЯ

Гибридикация определяется как смешение двух магм разного состава, что приводит к образованию пород, которые по составу существенно отличаются от исходных продуктов, в чем и заключается дифференциация. Априори этот процесс кажется маловероятным, поскольку он зависит от тонкого взаимодействия двух магм различного состава в очень короткий промежуток времени, прежде чем каждая из них полностью кристаллизуется. Более того, трудно определить физические условия смешения из-за различий в вязкости силикатных расплавов. Действительно, сложные дайки и

ассоциирующие потоки Восточной Исландии, выполненные базальтами и риолитами, не представляют доказательств гибридизации — даже небольшие включения базальтов имеют резкие стекловатые контакты с сосуществующим риолитовым расплавом.

Полевые исследования подтверждают ограниченность гибридизации, однако эти данные получены при изучении палеоген-неогеновой магматической провинции Гебридских островов, в Западной Шотландии, где обычны сложные силлы и конические дайки. Повсюду таким интрузиям основного состава предшествует один или более типов кислых пород*. Для силлов и конических даек основного состава характерно присутствие мелкозернистых закаленных диабазов на контактах с вмещающими породами, а центральный слой имеет сравнительно более кислый состав типа риолитового порфира, часто называемого фельзитом в отчетах по Гебридским островам. Обычно края тонки, а центральный слой обладает значительной мощностью. Взаимоотношения внутри контакта между кислой и основной породами различны. В некоторых случаях сложных интрузий кислые и основные породы обладают обычными и краевыми закалочными зонами. В других, хотя внутренние контакты резкие, закалка отсутствует и можно предположить, что временной интервал между последовательными внедрениями магмы основного и кислого составов был коротким и что кислая магма внедрялась в то время, когда основная порода, хотя и закристаллизовалась, была еще разогрета, чем и объясняется отсутствие закаленных краевых зон. В некоторых сложных интрузиях кроме отсутствия закалочных зон наблюдается изменение состава у резкого контакта между кислыми и основными породами. Здесь можно согласиться, что временной интервал между внедрением двух интрузий был еще короче, поэтому кислая магма внедрялась до полной кристаллизации основной, которая была в значительной степени смешана с кислой магмой или подверглась гибридизации *in situ* или во время внедрения, и это привело к постепенному изменению состава кристаллизовавшихся пород. Этот феномен проявлен в сложных силлах на о. Арран (Шотландия), явление гибридизации описано также в конической дайке мощностью 5 м на о. Скай (Внутренние Гебридские острова).

В последнем случае в районе горы Марско устанавливаются большие масштабы гибридизации между магмами ферродиоритового и гранитного составов. Петрографическая интерпретация особо зависит как от того, являлась ли исходная магма порфировой, так и от того, присутствовали ли в образовавшейся гибридной породе «марскоите» (которая в дальнейшем сама была интродуцирована) две генерации фенокристов: первая представлена плагиоклазом Ap_{50} , кристаллизовавшимся из сравнительной основной магмы, а другая — кварцем и полевым шпатом, образовавшимися из кислой магмы. По химическому составу марскоит примерно со-

* Очевидно уникальным исключением является сложный силл Креч-Даб, район Вейтинг-Бей, о. Арран (Шотландия).

ответствует среднему двух исходных магм; такие взаимоотношения следовало бы ожидать исходя из представлений о гибридизации.

Время от времени петрологами описывается явно имеющая место в небольшом масштабе «изменчивая» связь, проявляющаяся в изменении составов некоторых лав от дацитовых до риолитовых или сосуществовавших в одной из них (или в ассоциирующих небольших интрузивах), отчетливо выраженных плагиоклазовых фенокристов различного состава [62, 31]. Эти наблюдения позволяют предположить тесное взаимодействие (хотя необязательно выражающееся в полной гибридизации) магм контрастных составов. Тем не менее в этих примерах мы можем надеяться (к чему имеются определенные указания на примере пород горы Марско), что материал, образовавшийся во время извержения, скорее поступал из одной расслоенной магматической камеры, чем из двух различных магматических очагов. Необходимо повторить, что полная однородность кристаллизующейся магматической камеры, хотя и удобное, но маловероятное предположение из-за действия описанных выше процессов, приводящих к возникновению зональности, и процессов фракционирования, которые описываются ниже. В связи с этим особый интерес представляет обсуждение Ф. Симонса [196] по поводу сложной андезит-риолитовой дайки; гибридизация не требуется в этом случае, а скорее здесь происходит последовательное внедрение андезитового и риолитового материала, очевидно, не из одной и той же магматической камеры. А. Андерсон [3] описывает многочисленные случаи явного магматического смещения в основном на примерах составов стекол, фенокристаллов и стекловатых включений внутри стекловатой тефры. Из этих примеров следует, что данный процесс может развиваться до больших масштабов в интрателлурических условиях и давать однородные магмы, окончательная кристаллизация которых будет скрывать доказательства смещения благодаря действию других процессов дифференциации. А. Андерсон приходит к заключению, что доказательства магматического смещения частично преобладают там, где исходные магмы были насыщены парами воды и имели составы, характерные для орогенной андезитовой серии. Возможно, конечно, что некоторые из приведенных примеров могут представлять локальное механическое перемешивание изверженных продуктов магматической камеры, магма в которой уже была дифференцирована в определенных условиях другими процессами. Важно отметить, что к доказательствам на основании включений стекла в фенокристаллах нужно подходить очень осторожно, с учетом вероятности вхождения компонентов включений, образовавшихся в результате кристаллизации продуктов рассеянной жидкости, во вмещающие кристаллы.

В общем представляется, что гибридизация между основной и кислой магмами имеет небольшое значение, возможно, вследствие существенных различий в вязкости и температурах магм, хотя смешение, в противоположность гибридизации, может быть тем меха-

низмом, который определяет начало эксплозивных извержений. Очевидные широко распространенные смешение и гибридизация среди расплавов среднего кислого состава, характерные для известково-щелочных серий, могут отражать неоднородность верхних уровней в магматических камерах (в таком случае явное смешение само по себе является скорее результатом ранней дифференциации, чем единственной ее причиной). Следует справедливо отметить, что большое количество полевых наблюдений пока не принесло неотразимых доказательств гибридизации как очевидного явления, играющего качественную роль в процессах дифференциации.

1.4. АССИМИЛЯЦИЯ

Термин *ассимиляция* означает поглощение вмещающих пород магмой, и поскольку в целом вмещающие породы имеют состав, отличный от магмы, это приводит к изменению состава расплава и, следовательно, дифференциации. Термин *контаминация* также используется при описании этого явления, но с несколько другим оттенком (например, можно сказать, что определенный гранит ассимилировал пелитовые осадки или, наоборот, что он был контаминирован ими).

Интуитивно ассимиляция кажется вполне реальным процессом, особенно если учитывать сравнительно высокотемпературное состояние магмы. Например, можно ожидать, что основная магма (удельная теплоемкость $1,4 \cdot 10^3$ Дж/(кг·°C) при субсолидусных температурах близких к 1000 °C может расплавить определенное количество гранитогнейсов (удельная теплота плавления 113 Дж/кг), которые плавятся примерно при температуре 950 °C (или менее при повышенном P_{H_2O}) и при этом, вероятно, отделяется образовавшийся анатектический расплав. Однако гранитная магма, внедряющаяся при значительно более низких температурах, вряд ли смогла бы вызвать плавление вмещающих пород, что, следовательно, не могло привести к ассимиляции. Этот подход, основанный исключительно на представлениях об анатексисе и температурах плавления, явно ошибочен и требует значительного пересмотра в следующих главных направлениях: 1) более широкое применение принципов плавления и реакций между силикатным расплавом и твердой породой и 2) оценка того, что наблюдается в действительности.

1.4.1. Принципы

При рассмотрении результатов исследования Н. Боуэна выявляются следующие принципы:

1) магма может частично или полностью расплавить породу, температурный интервал плавления которой частично или полностью ниже температуры кристаллизации расплава. Общее количество расплава в такой системе не может увеличиваться, по-

сколькx отсутствует перегрев (большинство магм порфиновые, и их температуры ниже ликвидусных); тепло, необходимое как для повышения температуры вмещающих пород от температуры окружающей среды до температуры плавления, так и для дальнейшего плавления (удельная теплота плавления), может быть получено за счет кристаллизации магмы и охлаждения в определенном интервале температур без учета температуры плавления окружающих пород;

2) сравнительно тугоплавкие минералы вмещающих пород не могут быть расплавлены, но могут быть превращены путем химических реакций в минералы, равновесные с магмой. Это хорошо иллюстрировано непрерывными и прерывистыми сериями связанных реакций Н. Боуэна. Например, сравнительно кальциевый плагиоклаз основных пород, погруженный в гранитную магму, где кристаллизуются олигоклаз, кварц, щелочной полевой шпат и биотит, будет трансформироваться в результате химических реакций в твердом состоянии в олигоклаз, и в аналогичных условиях форстеритовый оливин будет постепенно превращен в пироксены, роговую обманку и, наконец, в биотит.

1.4.2. Пределы ассимиляции для основных магм в верхних горизонтах земной коры

В действительности плавление вмещающих образований наблюдается очень редко в экзоконтактах основных магматических пород, даже на контактах крупных основных интрузий с гранитогнейсами. Причиной этого является то, что удаление тепла во вмещающие породы сопровождается кристаллизацией и охлаждением краевой части магматической камеры. В течение небольшого интервала времени после внедрения могут образоваться тонкий слой застывших магматических пород — типичная зона закалки и соседний тонкий слой вмещающих пород, разогретый до температур, промежуточных между первоначальной температурой магмы и температурами вмещающих пород. Дальнейшее поступление тепла будет происходить через слой охлажденных пород, мощность которых увеличивается, и подогреваемые вмещающие породы; таким образом установится температурный градиент. Расчеты показывают, что для плоского контакта и обычно используемых величин удельной теплоемкости, удельной теплоты кристаллизации и теплопроводности вмещающие породы даже при прямом контакте никогда не смогут достичь температур, значения которых превышают 60 % от суммарных начальных температур магмы и вмещающих пород. Этого недостаточно, чтобы вызвать плавление верхних коровых горизонтов, и действительно, с этими теоретическими расчетами согласуются температуры возникновения роговообманковых, пироксен-роговообманковых роговиков, температуры образования которых определяются в пределах 600—700 °С.

Имеется несколько исключительных примеров плавления вмещающих пород на контакте с базитами. На о. Рам (Шотландия)

аркозы на контакте с крупной, пологопадающей кольцевой дайкой, сложенной габбро, частично расплавлены и содержат параморфозы тридимита, который стабилен только при температурах выше инверсионной точки — 870 °С, его фугитивный минимум приближается к 1 атм (0,1 МПа), а область существования быстро увеличивается с ростом давления со скоростью около 190 °С/кбар (1,9 °С/МПа). Отсюда можно сделать вывод о том, что основная магма кольцевой дайковой интрузии не находилась в статическом положении, а интенсивно двигалась и, следовательно, могла обновлять краевые части магматической камеры новыми порциями горячего расплава. Таким образом, не подтверждаются теоретические расчеты, сделанные для статически кристаллизующейся магмы. Однако аркозы сохраняют резкие контакты с габбро и нет оснований предполагать ассимиляцию габбро этими породами. Аналогичная картина наблюдается и в вулканическом центре Рам на некоторых контактах такого же габбро с порфировыми фельзитами; последние пронизывают габбро сетью жил мощностью до нескольких сантиметров. Детальное изучение окрестностей каждого обнажения показывает, однако, что габбро является более поздней интрузией, поскольку они секут конические дайки, прорывающие фельзиты. Это пример анатектического *обратного прорывания* (back-veining) вследствие локального плавления кислых пород; феномен парадоксального появления в обнажении явно обратных истинным возрастным взаимоотношений двух групп магматических пород. Очевидно, кислые вмещающие породы, хотя уже закристаллизовались, все же могли быть разогреты во время внедрения габбро выше контактовых обычных температур. Это обратное прорывание с резкими контактами по отношению к габбро, которое имеет закаленные контакты, не дает ничего существенного в подтверждении реальности процессов ассимиляции.

Перидотитовый плутон Нюдр-Бьюмансфьорд в Северной Норвегии окаймлен широким ореолом габброидных пород гранулитовой фации метаморфизма. В пределах зоны непосредственного интрузивного контакта, осложненного гидравлическим растрескиванием, наблюдается частичное плавление габбро вдоль границ зерен и захват обломков габбро перидотитовым расплавом. Такие расплавы с соответственно экстремально высокими ликвидусными температурами, конечно, редкий случай в коровых условиях.

Однако термальная история включений в базитовой магме может быть довольно различна, если они способны выдержать высокие температуры. Например, включения гнейсов размером 1—2 см в диаметре обнаружены в нижних частях расслоенной серии Скергаардской интрузии, в них отчетливо проявлен термальный метаморфизм, приводящий к частичному плавлению, локально развиты пузыристые структуры. Выше определенной степени метаморфизма в расслоенной серии включения отсутствуют, из этого делается вывод, что они могли быть полностью расплавлены и растворены в магме. Количественным выражением такого типа ассимиляции может быть только незначительный объем кислых пород, по рас-

четам — очень небольшая часть (1—2 %) всего комплекса, однако кислые породы этой интрузии обладают химическими особенностями, свидетельствующими об их происхождении в результате процессов интенсивного фракционирования при возможном участии малых количеств ассимилированного анатектического материала. Диабазовые силлы, прорывающие аргиллиты в районе Мал (Западная Шотландия), содержат ксенолиты вмещающих пород, подвергшиеся плавлению; кристаллизация из анатектического расплава привела к образованию таких фаз, как санидин, тридимит, корунд и муллит. Некоторые из ксенолитов окружены реакционными зонами шпинели, анортита и кордиерита, но здесь отсутствуют доказательства поступления анатектического расплава в основную магму.

В этих примерах плавления вмещающих пород на контакте сравнительно горячими основными и ультраосновными магмами в доступных для изучения коровых уровнях мы сталкиваемся скорее с петрологическими парадоксами, чем убеждаемся в каком-либо действии процессов ассимиляционной дифференциации за счет анатексиса.

Хотя признаки ассимиляции в обнаруженных коровых уровнях редки, все же существует вероятность действия этого процесса при анатексисе на глубинных уровнях земной коры, где температуры вмещающих пород значительно выше. Платобазальты континентальных областей, так называемые континентальные толенты, характеризуются высокими содержаниями калия и начальными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Предполагается, что обе эти особенности указывают на ассимиляцию корового материала базитовыми магмами. Однако трудно представить однородную контаминацию коровым материалом значительных объемов основной магмы, которая, судя по полевым наблюдениям, очевидно достигает поверхности быстро и большими порциями. Более того, наряду с высокими содержаниями калия, такие магмы обладают повышенными концентрациями других типичных несовместимых элементов, не все из которых легко связать с контаминированным коровым материалом. Альтернативным объяснением общего состава этих пород может быть модель частичного плавления в пределах мантии. Высокие начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ хотя необычны, но не являются уникальными для этого класса вулканических пород. Кроме того, такие отношения установлены в ряде щелочных основных пород, для которых маловероятна контаминация коровым веществом, и эта их особенность может быть связана со временем нахождения в мантии, подстилающей литосферу в стабилизированных участках континентальной коры.

Геофизические данные указывают на отчетливо выраженные резкие гравитационные пики под отдельными палеоген-неогеновыми вулканическими комплексами Шотландии, в связи с чем представляется возможность коррелировать такие гравитационные максимумы крупными телами основных пород, внедрившихся в этих участках в подстилающую кору. А. Дунхем [60] считает, что

тепла, выделившегося при кристаллизации и охлаждении тел основной магмы, размеры которых устанавливаются по гравиметрическим данным, было бы достаточно для плавления коровых пород в значительных количествах. Это согласуется с более ранними выводами С. Мурбата и Дж. Белла [140], основанными на химическом составе и изотопии Sr и заключающимся в том, что по крайней мере некоторые кислые породы шотландской палеоген-неогеновой провинции образовались при коровом плавлении. Анатексис этого типа, конечно, является возможной причиной генерации магм, но в провинции имеется очень немного доказательств образования магматических пород в результате ассимиляции.

В общем доступные геологические доказательства позволяют согласиться с мнением Н. Боуэна о том, что ассимиляция в верхних горизонтах земной коры не играет значительной роли в дифференциации основных магм, хотя эти разогретые магмы могут вызывать местное плавление корового материала. При этом, однако, остается вероятность значительного анатексиса и возможной ассимиляции на более глубоких коровых уровнях.

1.4.3. Ассимиляционные явления в гранитных породах

В случае глубинных гранитных пород имеется значительно меньше полевых доказательств против ассимиляции. Это очевидно парадоксально с точки зрения низких температур их внедрения. Однако фактором, благоприятствующим ассимиляционным реакциям, является длительный временной интервал эволюции глубинных гранитных пород во время орогенеза. В связи с этим необходимо пересмотреть старинный спор полувековой давности, противниками в котором были Н. Боуэн и Р. Дели. Суть его заключалась в том, какой из процессов (ассимиляция или фракционирование) является главным в эволюции таких образований. Вероятно, наилучшим образом это можно сделать, непосредственно рассмотрев некоторые хорошо изученные гранитные провинции.

1.4.3.1. Скарны. При изучении гранитов любой исследователь отметит характерные реакции, происходящие между гранитными породами и вмещающими карбонатными образованиями, особенно случай последующего высвобождения CO_2 из разогретых карбонатов и возникновение высокоактивных оснований, например периклаза, MgO и брусита $\text{Mg}(\text{OH})_2$. Эти породы, обладающие очень низкой активностью кремнезема, приходят в соприкосновение с насыщенными кремнеземом породами, в результате чего кремний и другие элементы диффузионно переносятся в контактовую зону. Таким путем обычно возникают: 1) контактовые скарны, в которых карбонатные породы замещаются Ca-, Mg- и Fe-силикатными минералами (гранат, пироксен и роговая обманка, часто сопровождающиеся значительными количествами шеелита, сульфидами цветных металлов и чистыми металлами); 2) соседние десилифицированные разновидности гранитных пород, такие как кварцевые сиениты, сиениты и даже нефелиновые сиениты. Эти яв-

но дифференцированные магматические породы в точном смысле не являются результатом ассимиляции, а наоборот, связаны с избирательным высвобождением кремния и других элементов из гранита. Однако они специально включены в этот раздел, так как представляют многие явления, включая разнообразные реакции. Редкие примеры разновидностей десилицитизированных гранитов, прорывающих доломитизированные известняки, встречаются к северу от Оттавы в пров. Онтарио.

1.4.3.2. Родственные включения. Отвлечемся от этого случая, в основном характерного для верхнекоровых пород, где карбонатные породы еще не метаморфизованы до амфиболитов, и вернемся к рассмотрению глубинных гранитных пород, и особенно родственных включений (синоним — автолиты), так характерных для таких образований. Эти загадочные включения, широко распространенные в различных количествах во многих мезозональных гранитных плутонах, имеют округлые очертания субэллипсоидной формы, различны по цветному индексу и существенно отличаются от инородных включений вмещающих пород, которые в противоположность первым встречаются вблизи контактов, чаще всего в кровле плутонов, и присутствие которых легко объясняется. В основном родственные включения обладают равновесными парагенезисами и состоят из тех же минеральных фаз, что и окружающие их граниты. Это соответствует данным Н. Боуэна, который рассматривал их как конечные продукты реакции. Повышенное количество темноцветных минералов отличает их от вмещающего гранита. Некоторые из них имеют сравнительно высокий цветной индекс и соответственно обладают темной окраской, другие более светлые и включают разновидности, по структуре и составу близкие к вмещающей породе. В ряде случаев как во включениях, так и в самих гранитах развиваются порфириобласты щелочных полевых шпатов или биотита, это подтверждает то, что данные кристаллы не являются фенокристаллами, ранее возникшими из расплава, и указывает на значительные возможности субсолидусной перекристаллизации и вероятного метасоматоза в гранитных телах. Кроме минерального равновесия М. Фарранд продемонстрировал существенное сходство даже в содержаниях рассеянных элементов между аналогичными минеральными фазами из родственных включений и вмещающих гранитов. Это явно демонстрирует действие реакционных процессов при достижении равновесия опять-таки по способу, предусмотренному принципами Боуэна.

Если бы мы должны были рассмотреть изменения, часто наблюдаемые в пределах одного обнажения в родственных включениях из гранитов, меняющихся по составу от темных, сравнительно мафических до лейкократовых, как эволюционную последовательность, то мы смогли бы постулировать, что имеет место удивительно полное минералогическое равновесие при постепенном движении к более полному парагенезису, включая необходимые взаимные реакции и, следовательно, ассимиляцию материала, который первоначально был либо случайным, либо непосредствен-

ной частью мигматитового комплекса, из которого сформировался этот гранит. Итак, можно сделать вывод о том, что ассимиляция является более важным фактором в образовании некоторых гранитов, чем этого можно было бы ожидать, исходя из реальных данных по любому отдельному обнажению.

1.4.3.3. Батолит Прибрежного хребта. Обратимся теперь к конкретному примеру. В батолите Прибрежного хребта отчетливо видно образование гранитных тел в результате процессов гранитизации, описанных В. Хатчисоном [106]. По характеру тектоники различаются аллохтонные и параавтохтонные диапировые интрузии, переходящие при движении вниз по разрезу в автохтонные тела, корни которых, возможно, располагаются в древнем мигматитовом комплексе. Заметное уменьшение количества ксенолитов в более эволюционированных (расположенных в более высоких структурных уровнях) телах, очевидно, связано с процессами ассимиляции. Это конечно не обязательный признак дифференциации, несмотря на то, что имеется некоторое общее изменение состава. Однако хорошо развитые аллохтонные тела — как более однородные, так и сравнительно более кислые — характеризуются повышенным содержанием кремнезема и преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом, более низкими содержаниями анортитового компонента в плагиоклазе и высокими отношениями биотит/роговая обманка. Очевидно, их образование связано не только с процессами гомогенизации, но и с концентрацией некоторой остаточной части тугоплавкого материала после кристаллизации эвтектического минимума вещества; количество жидкости, существовавшей на каждой стадии их развития, неизвестно, однако даже если оно было очень мало, по крайней мере в начале анатексиса, усилилась диффузия щелочей и кремнезема с изменением химических потенциалов при движении к верхним структурным частям интрузивных комплексов. По составу эти тела варьируют от диорита до гранита; преобладают в основном кварцевые диориты и гранодиориты; габбро и граниты встречаются значительно реже — результат избирательного действия процессов ассимиляции, гомогенизации и диффузии, воздействующих совместно на исходный материал мигматитовой природы, в целом диоритового состава.

1.4.3.4. Граниты Бирримайн из Ганы. Граниты Бирримайн образовались во время раннепротерозойской орогении, и в них проявляются признаки ассимиляции. В широком масштабе эти граниты «типа G_2 » (они содержат роговую обманку) относительно обогащены известью и пространственно явно связаны с преимущественно основными метавулканитами верхнебирримайнского комплекса. В противоположность им граниты «типа G_1 » содержат биотит, часто высокоглиноземистые с мусковитовыми и (или) альмандиносодержащими разновидностями, обеднены известью; они явно связаны и в большинстве случаев находятся в сложных взаимоотношениях с мигматитовыми зонами или ассоциируют преимущественно с пелитовыми породами нижнебирримайнского комплекса.

Результаты полевых исследований, полученные при изучении плутологических пород, согласуются с прогрессивным физическим накоплением ксенолитового материала из мигматитов. В небольших масштабах явно однородные, обогащенные роговой обманкой разновидности, повсеместно преобладающих биотитсодержащих гранитов «типа G_1 », содержат амфиболообразованные включения известковистых граувакк. Полевые и петрологические свидетельства гранитизации метабазитов в районе развития гранитов Бирримайн «типа G_2 » довольно очевидны.

1.4.3.5. Батолит п-ова Новая Шотландия. Гранитные породы южной части района Новой Шотландии (Канада), общая площадь обнажений которых составляет около 10 тыс. км², представлены преимущественно гранодиоритами и адамеллитами. Их происхождение объяснялось фракционированием плагиоклаза и биотита из родоначальной магмы гранодиоритового состава [138] или различной степенью плавления метаосадков [58]. Повсеместно это довольно кислые высокоглиноземистые породы, что выражается в присутствии такого сравнительно необычного для магматических пород минерала, как андалузит [41]. Тем не менее при полевых исследованиях невозможно не удивляться обилию доказательств физического захвата ксенолитов из прорываемых, очень мощных пород группы Мегьюма, при этом состав батолитовых пород предположительно соответствует соотношению чистых ортокварцитов и пелитов в метаморфической толще. На расстоянии в несколько метров от верхнего контакта соприкасающиеся ксенолиты пород группы Мегьюма теряют свои резкие очертания и, очевидно, аналогичные перекристаллизованные включения обычных во многих магматических породах всего комплекса. Кварциты иногда содержат небольшие карбонатные желваки там, где ксенолиты окружены гранитами, эти желваки иногда выпячиваются из вмещающего ксенолита таким образом, что это предполагает преимущественный захват ксенолитов кварцитов гранитами. Конечно, вполне возможно, что дифференциация по степени ассимиляции могла предопределить характер фракционирования. Естественно, не совсем ясно, как одно только фракционирование сколько-нибудь значительных количеств плагиоклаза и биотита (в сочетании с общим высокоглиноземистым составом) из гранодиоритовой магмы может объяснить возникновение больших объемов высокоглиноземистых адамеллитов.

Хотя убедительные химические доказательства ассимиляции пока не получены, никто не может быть не удовлетворен достоверностью полевых наблюдений, приведенных выше. И было бы удивительно, если некоторые многочисленные и весьма детальные исследования, подобные проведенным для описанного гранитного комплекса в подтверждение модели фракционирования (жизнеспособное и, очевидно, весьма вероятное допущение относительно поведения основной магмы), не смогли дать при дифференцированном рассмотрении количественных данных, согласующихся с ассимиляцией, наблюдаемой в некоторых гранитных комплексах.

1.4.3.6. *Батолит Сьерра-Невада*. Попробуем проследить развитие некоторых идей за последние несколько лет относительно петрогенезиса и механизма дифференциации пород сложного многофазного батолита Сьерра-Невада. Аргументы, приводимые в качестве доказательств сложного строения массивов гранитов, в основном носят иллюстративный характер и здесь не рассматриваются, поскольку лишь в некоторой степени связаны с явлением ассимиляции. Являются ли магматические породы района Сьерра-Невада просто плутоническими эквивалентами эффузивных андезитов и ассоциирующих с ними пород или ремобилизованными коровыми породами, образовавшимися в результате разогрева магматическими интрузиями и увеличения мощности коры? Один из вариантов их происхождения, предполагающий, что они являются продуктами фракционирования базитовой магмы, очевидно, может быть исключен из-за огромного объема таких пород. Полевыми исследованиями установлены последовательность интрузий от гранодиоритов до аляскитов, внедрявшихся по мере увеличения кремнекислотности, а также значительное преобладание гранодиоритов и адамеллитов* (обе разновидности присутствуют примерно в равных количествах). Имеются доказательства дифференцированного строения плутонов, всегда обладающих сравнительно меланократовой краевой фацией и более кислыми центральными частями; фракционирование происходило преимущественно по типу «кристаллизации застывания» (см. разд. 7.6.2). Однако имеются локальные доказательства ассимиляции [52]. Рассматривалась возможность корового анатексиса для образования исходной магмы [171], но высказанные в связи с этим определенные соображения по поводу утолщения коры, значений температурного градиента и поступления тепла при подъеме андезитовой магмы можно было бы отвергнуть как маловероятные. Равновесное плавление (если нижние части коры обязательно находились достаточно долго в необходимых условиях) могло привести к формированию магмы гранодиоритового состава, которая затем фракционно кристаллизовалась с образованием адамеллита и гранита. Однако, хотя гранодиориты и присутствуют в большом количестве, они не являются главным высокотемпературным конечным членом наблюдаемой интрузивной серии (кварцевые диориты и более основные породы). В аналогичном батолите Южной Калифорнии, который, возможно, представляет просто более нижнюю часть разреза по сравнению с интрузивным комплексом Сьерра-Невада, примерно 14% всей обнаженной площади приходится на роговообманковые габбро. Было установлено общее обогащение гранитных пород Сьерра-Невада K_2O по направлению к востоку, несмотря на непостоянные изменения размеров интрузий в зависимости от широты и долготы.

* Во многих описаниях района Сьерра-Невада породы, соответствующие адамеллитам по международной классификации, называются кварцевыми монцонитами; конечно, адамеллит является синонимом первоначально использованного названия кварцевый монцонит, но в данной работе используется термин *адамеллит* во избежание возможной путаницы.

Это может быть согласовано с углублением зоны Бенъофа к востоку по андезитовой модели или с анатексисом различного материала по модели корового переплавления. Но в обоих случаях этих простых моделей имеются свои трудности [17]. Ранние данные по изотопии стронция показали, что наиболее низкие начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ соответствуют $0,7073 \pm 0,0010$. Эти значения принято считать слишком высокими для магмы мантийного происхождения и слишком низкими для переплавленного среднего корового материала; более того, они могут согласоваться с анатексисом молодых граувакк, имеющих аналогичные отношения изотопов стронция, или с мантийными магмами, в некоторой степени контаминированными породами коры. Последующие исследования расширили интервал первичных отношений от 0,7030 до 0,7075. Наименьшие из них, как это повсеместно принято, очевидно, слишком низки для анатектической модели. Исследования Р. Кистлера и З. Питермана [23] показали отчетливое распределение первичных отношений на три группы: 1) значения больше 0,70600 в восточном перекрытии докембрийского основания; 2) значения в интервале 0,7040—0,7060 в центральной зоне, перекрывающейся палеозойскими геосинклинальными породами; 3) значения менее 0,7040 на западе (значительно западнее, чем восточный край офиолитов, перекрывающих предположительно океаническую кору). Три зоны разделены геосинклинальными глубинными разломами и поясами собственно гранитных интрузий и, вероятно, имеют основополагающее значение. Эти данные в самом деле, очевидно, согласуются с участием нижнекоровых пород в образовании магм, и соответственно зона плавления и (или) захвата коровых пород пересекает как верхнюю мантию, так и нижнюю кору с возникновением исходных магм большинства гранитных пород Сьерра-Невады.

Таким образом, косвенные изотопные доказательства соответствуют происхождению магм рассмотренного комплекса с участием ассимиляции некоторого количества корового материала мантийными магмами в глубинных условиях, что является компромиссом между двумя противоположными возможностями, отмеченными в начале этого раздела. Родоначальные магмы, сформировавшиеся таким образом, подвергаются последующим процессам фракционирования и ассимиляции в более высоких коровых горизонтах во время внедрения, что достаточно достоверно доказывается в полевых условиях.

1.4.3.7. Граниты юго-западной части Англии. В связи с рассматриваемым вопросом полезен обзор данных по классическим герцинским гранитам Корнуолл и Девон, обладающих интересными особенностями. В этом случае, как отмечают К. Экслей и М. Стоун, необходим осторожный подход к предложенным многочисленным механизмам их образования, среди которых ни одна из простейших гипотез дифференциации не может быть удовлетворительно использована, исключив остальные:

«Мы рассматриваем полигенетическое происхождение гранитов, которое согласуется с их региональным положением и «гранитными сериями» Г. Рида. Селективное плавление приведет к образованию жидкости, обладающей первоначально составом, близким к «природному» тройному минимуму, «контаминированному» твердым материалом, не входящим в раствор, таким как вещество ксенолитов. Плотностные различия между магмой и ее окружением могли бы обеспечить подъем первой частично в результате пластических деформаций вмещающих пород, частично при ассимилирующей гранитизации и частично при механической остановке... В высоких горизонтах произошла бы кристаллизация всего объема магмы; остаточные количества интерстиционной магмы постепенно переходили бы в интерстиционные водносиликатные флюиды, содержащие щелочи. Дифференциация могла бы пойти по двум направлениям: а) путем кристаллизационного фракционирования совместно с гравитационным удалением «контаминантов», что привело бы к образованию жидкости, имеющей состав природного тройного минимума; б) путем дифференциации интерстициального водносиликатного флюида.

Последний мог привести к заметному обогащению литием и флюоритом в некоторых гранитах, а также удалению калия и обогащению натрием.

По мере роста мегакристаллов калиевого полевого шпата, главным образом в результате действия внутреннего метасоматоза, при падении температуры, граниты как в значительной степени твердые тела, содержащие интерстициальные флюиды в виде смазки, занимали свое современное положение.

Следовательно, можно предположить, что разновидности гранитов возникли частично за счет магматической дифференциации контаминированной смеси жидкость — кристаллическая взвесь и частично благодаря ионно-обменным реакциям между породой и позднемагматическими флюидами, образовавшимся из магмы. Обнаружение некоторых особенностей, предполагающих замещение и признаки магматического происхождения, — следствие проявления зависимых процессов, таких как замещение, за которым следует магматизм, накладывающийся на «гранитизацию» гранитов».

Удачной попыткой рассмотрения явлений генезиса гранитов служит обобщение К. Краускопфа, который обратил внимание на то, как много мы могли бы узнать об эволюции гранитного тела, если бы учитывали возможные результаты будущих исследований, к которым прямо апеллируют многие авторы в своих статьях. В ответ на эту широко известную публикацию появились статьи Дж. Шея. Читателям рекомендуется ознакомиться с полемикой по данной проблеме и выработать свою собственную точку зрения.

1.5. АВТОМЕТАСОМАТОЗ

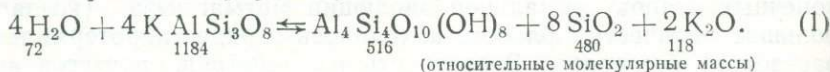
Обобщение по гранитам юго-западной части Англии, естественно, приводит к признанию роли автометасоматоза как механизма дифференциации. Этот вид дифференциации осуществляется во время охлаждения интрузии преимущественно в твердом состоянии путем миграции обедненного флюидом материала. Доказательства действия этого процесса при более низких температурах конечных этапов термальной эволюции магмагенеза (когда небольшое количество флюида находилось в виде гидротермальных растворов) бесспорны. Вероятность же действия процессов автометасоматоза при становлении определенных ката- и мезозональных гранитных пород при высоких температурах, где диффузия может протекать за счет обогащенных или насыщенных водой коровых флюидов, дискуссионна; конечно она возможна, даже весь-

ма вероятно, так как это механизм, объясняющий образование поздних кристаллов и мегакристаллов калиевого полевого шпата. Однако все интерпретации, связанные с привлечением метасоматоза, вполне очевидно, приводят к вопросу (как установить первичный состав пород?), на который временами трудно дать однозначный ответ.

Способность интрузивных магматических пород удерживать магматическую воду поздних стадий проявляется в формировании нескольких характерных водных минералов, которые явно образовались после становления магматических структур. Этот феномен, известный под названием *автометаморфическое изменение*, в основном проявляется в медленно охлаждавшихся крупных гранитных телах, в которых имеются доказательства существенного содержания летучих компонентов. Например, такие минералы образуются во время вторичных изменений: 1) частичное или полное замещение биотита (массовая доля H_2O около 4 %) хлоритом (массовая доля H_2O около 12 %) с небольшими округлыми включениями сфена, отражающими первоначально большие содержания Ti в биотите, а не во вторичном хлорите; 2) изменение плагиоклаза, приводящее к более высокому содержанию альбитового компонента в этом минерале, плюс появление округлых включений цоизита — эпидота и тонких чешуек серицита; в этом процессе *сосюритизации* цоизит, эпидот и серицит содержат больше Ca и K, чем кристаллический раствор магматического плагиоклаза. Некоторые вторичные минералы (мусковит, эпидот и сфен*) обычно возникают из уже частично измененных минералов и образуют сравнительно крупные ксеноморфные зерна в некоторых вторично измененных гранитных породах. В этих процессах нет ничего такого, что требовало бы участия метасоматоза; напротив, это, очевидно, отражает сохранность первичной магматической воды и, по-видимому, дифференциация (как следствие движения каких-либо составляющих магматических пород) отсутствует.

Однако в некоторых гранитных породах вторичные процессы выражаются в изменении состава магматической породы и, следовательно, дифференциации за счет автометасоматоза, вызванного предположительно миграцией флюидов в стадию вторичных изменений.

Метасоматическое воздействие с помощью гидроксил-иона при низких температурах приводит к образованию каолина из полевого шпата, в результате чего возникают крупные тела фарфоровых глин (преимущественно каолин + кварц) в куполах гранита Сент-Аустелл в районе Корнуолл (Англия) по следующей реакции:



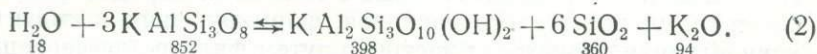
(относительные молекулярные массы)

Характерно, что около 6 % массовой доли воды необходимо для

* Титанит, конечно, также может быть магматическим минералом ранней стадии кристаллизации, например в виде чистых идиоморфных микрофенокристов в некоторых андезитах.

завершения этой реакции, хотя большее количество может быть вынесено для реализации всего содержания K_2O . Давний спор о том, является ли каолинитизация результатом близповерхностного выветривания или протекает при аутометасоматических преобразованиях во время остывания интрузии, был убедительно решен в пользу последнего объяснения.

Другой высокотемпературный вид изменения заключается в образовании слюды вместо каолина:



18

852

398

360

94

(относительные молекулярные массы)

Локальные жилы, ореолы изменения вокруг минерализованных кварцевых жил и более обширные области *грейзенов* (преимущественно слюда + кварц) отражают действие процессов *грейзенизации*, для которых требуется еще меньше воды. Слюда в грейзенах обычно имеет желтоватый цвет и при анализе обнаруживает значительные содержания Li и F (например, цинвальдиты); в грейзенах обычно обнаруживают и другие фторсодержащие минералы, включая топаз $Al_2SiO_4(OH, F)$ и флюорит.

Крупные, разрабатываемые тела *фарфорового камня* (china stone), например, в граните Сент-Аустелл состоят преимущественно из альбита, мусковита и кварца, а также каолина и флюорита; породы с разными содержаниями двух последних минералов получили различные коммерческие названия — твердый белый, мягкий белый, твердый пурпур и мягкий пурпур. Эти разновидности соотносятся с различными стадиями процессов грейзенизации и каолинитизации.

Турмалинизация воздействует как на вмещающие породы, так и на гранит и является другим, явно метасоматическим процессом, тесно связанным с последними стадиями истории охлаждения некоторых гранитов. Полевые наблюдения показывают, что турмалинизация предшествует каолинитизации и оба эти процесса предшествуют грейзенизации.

Установлено, что в *медно-порфировых рудах* аномально большие количества Cu, Mo и других металлов, предположительно магматического происхождения, были сконцентрированы в результате аутометасоматических процессов в некоторых эпизональных плутонах и отлагались в телескопических гидротермальных системах и вокруг краевых частях интрузии [221], вероятно, при участии циркулирующих грунтовых вод. Ф. Робертсоном для северо-западной части батолита Баулдер было продемонстрировано последовательное проявление процессов магматической кристаллизации и затем вторичных изменений, переходящих в гидротермальные. (См. дискуссию, посвященную моделям циркуляции флюидов и их значению в процессе внедрения магмы в земную кору [153].)

Образование *простых пегматитов*, обычно встречающихся в виде линзовидных или неправильной формы тел вокруг краевых частей интрузий некоторых наиболее глубоких мезозональных гранитов,

может быть объяснено кристаллизацией составов, близких к тройному минимуму в более или менее закрытой системе, в условиях очень высокого P_{H_2O} , из которых кристаллизуются мусковит совместно с микроклином, альбитом и кварцем в качестве первых фаз. Присутствие в основном в небольших количествах таких сравнительно редких минералов, как берилл, апатит, колумботанталит, сподумен и других, отражает повышенные концентрации Be, P, F, Nb, Ta, Li и т. д., несовместимые с главными породообразующими минералами остаточного расплава, формирующего пегматиты (их концентрация происходит частично путем фильтр-дифференциации; см. разд. 1.6.4). В *сложных пегматитах* начальные (простые) парагенезисы и структуры были замещены в значительной степени варьирующими по масштабам и характеру замещения (от слабого изменения до полного уничтожения первичных структур) типичными минеральными ассоциациями (альбит, мусковит, кварц, лепидолит, сподумен и т. д.), образовавшимися при явном участии метасоматоза. Сахаровидный или пластинчатый альбит (клевеландит) — объемный минералогический индикатор такого типа автометасоматоза. Он обнаружен не только в сложных пегматитах, но и в гранитах (например, в альбитсодержащих гранитах севера Нигерии).

Хорошо известные *платиноносные трубки* Бушвельдской интрузии обязаны своим происхождением единственно автометасоматическому замещению во время последнего этапа охлаждения интрузии. Трубка Онвервайт в восточной части Бушвельда, достигающая в поперечнике на поверхности 15 м, выработана на глубину 330 м. Она имеет удлиненную коническую форму, сужающуюся по направлению вниз. Трубка состоит преимущественно из горнолитового оливина с высоким содержанием платины, который явно замещает залегающие более или менее горизонтально расслоенные ультраосновные кумулятивные породы, содержащие более магnezийный оливин. Некоторые трубки в западной части Бушвельда локализованы в пересечениях главных вертикальных трещин, очевидно, образовавшихся во время охлаждения и являвшихся проводящими каналами для подъема остаточных жидкостей в пределах интрузии.

Некоторые признаки автометасоматоза в несколько ином геологическом выражении могут сопровождать начальную девитрификацию, которая происходит при охлаждении игнимбритов, хотя наиболее яркие проявления метасоматоза обычно связаны с процессами поздней вторичной гидратации, девитрификации и выщелачивания. Во многих работах, посвященных магматическим породам, уделяется очень мало внимания действию этих «беспорядочных» процессов автометасоматической дифференциации.

1.6. КРИСТАЛЛИЧЕСКОЕ ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ

Кристаллическое фракционирование в течение длительного времени считалось петрологами одним из главнейших механизмов

дифференциации магматических пород, конечно, для тех из них, которые прошли стадию полного или преимущественно полного переплавления в магматическую стадию своего развития (например, базитовые изверженные породы и связанные с ними магматические серии). Так, еще около века назад У. Брэггер отметил, что магматическая дифференциация определяется законами кристаллизации. Для фракционной кристаллизации необходимо длительное охлаждение большинства природных стекловатых расплавов. Этот эффект очевиден на примере зональных кристаллов плагиоклаза. Однако дифференциация не будет происходить до тех пор, пока не будет действовать некоторый механизм отделения образовавшихся примокристов из кристаллизующейся магмы. В том случае, когда это происходит, дифференциация неизбежна во всех расплавах, за исключением имеющих эвтектический или минимальный состав, так как оставшаяся магма обедняется примокристами и ее состав не соответствует составу начального расплава. Поэтому такой процесс и называется *кристаллическим фракционированием*, или просто *фракционированием*.

Фракционирование может происходить различными способами: *дифференциация в движущемся потоке, кристаллизация застывания, гравитационное осаждение* (доказательства последнего типа фракционирования имеются в крупных расслоенных базитовых интрузиях, убедительно и многообразно демонстрирующих эффект фракционирования при дифференциации магматических пород), *фильтр-прессинг, автоинтрузивный эффект и фракционирование при извержениях типа «палящих туч»*. Некоторые дополнительные выводы относительно процессов фракционирования следуют из изучения многих лавовых серий и являются фундаментальными для концепции магматических серий изверженных пород (см. гл. 2).

1.6.1. Дифференциация в движущемся потоке магмы

Было установлено, что жидкость, содержащая взвешенные твердые частицы и движущаяся между стенками канала, стремится сконцентрировать эти включения в центральных частях потока, отдаляя их от стенок. Таким образом, объясняется возможная дифференциация порфировых магм.

Этот эффект зависит от многих причин — скорости, вязкости и относительной плотности жидкости, размеров и концентрации частиц, ширины канала. Установлено не менее трех различных сил, содействующих движению частиц от стенок канала: слабо изученный *«эффект стены»*, при котором наблюдается уменьшение диаметра частиц при движении от стенок канала; *«эффект Мангуса»*, обусловленный касательными силами, возникающими в результате вращения частиц, который направляет перенос взвешенных частиц внутрь потока; и *«эффект Багнольда»* примерно в два раза значительнее *«эффекта Мангуса»*, который заключается в различном распределении давления на частицы благодаря их столкновениям.

Действие «эффекта Багнольда» было бы существенным в сравнительно узких дайках, где концентрация фенокристов достигает примерно 8 %, но и при этом его влияние сводится к нулю в случае мощных даек или трубок, даже если порфиновые породыобладают оптимальным содержанием вкрапленников, но диаметр тел превышает 100 м [15]. Например, дифференциация в потоке отмечается в порфировых базальтовых дайках, в которых устанавливается заметное увеличение концентрации плагиоклазовых фенокристов по направлению к центру. Классическое объяснение Н. Боуэном строения известных перидотитовых даек на о. Скай предполагает действие именно такого механизма, что местами приводит к образованию непорфиновых краевых частей даек, содержащих многочисленные кристаллы оливина в центральных частях.

Дифференциация в движущемся потоке также предполагалась для объяснения высоких концентраций оливиновых примокристов в центральных частях некоторых архейских высокомагнезиальных потоков и силлов. Однако в этом случае проблема интерпретации связана с обилием сравнительно быстро кристаллизовавшихся скелетных и дендритовых кристаллов оливина и их ростом из очень сильно охлажденных расплавов и сравнительно быстрым осаждением примокристов и скелетных кристаллов под влиянием силы тяжести в горячих расплавах, как установлено, с низкой вязкостью.

Очевидно, не столь удачно привлечение процессов дифференциации в движущемся потоке для попыток объяснения изменений состава вкрест простиранья сравнительно крупных тел, таких как трубки типа Аляска; в связи с этим М. Берге отметил, что, по-видимому, геологи должны вернуться к более классическим представлениям.

Однако в общем можно считать, что дифференциация в движущемся потоке является не столь важным механизмом фракционной дифференциации кристаллизующейся магмы, хотя ее возможное действие во время внедрения сравнительно небольших гипабиссальных интрузий не следовало бы не учитывать.

1.6.2. Кристаллизация застывания

Вероятно, этот тип дифференциации характерен для крупных плутонов расплавленной магмы, подвергавшейся медленной кристаллизации. При изучении развития процесса кристаллизации во времени обращает на себя внимание затвердевание тонкой краевой оболочки переохлажденной жидкости — образование закаленной кромки, которая обычно рассматривается петрологами как индикатор состава исходной магмы интрузии. Внутри этой застывшей оболочки скорости потери тепла и кристаллизации сдерживаются скоростью отвода тепла во вмещающие породы и скрытой

теплотой кристаллизации, постепенно уменьшающейся. Это приводит к равновесию застывающих кристаллических минеральных фаз с жидкой магмой вблизи стенок магматической камеры. Таким образом, эти первые кристаллизующиеся минералы будут соответствовать тем, которые кристаллизовались бы из общего объема расплава. Например, в случае основной магмы образуются сравнительно более кальциевый плагиоклаз и более магнезиальный авгит. Кристаллизующиеся агрегаты не будут на 100 % твердыми, а будут содержать некоторую часть интерстициальной жидкости. Если эта жидкость рассеяна и дальнейшая кристаллизация происходит в закрытой системе, то конечная порода должна иметь химический состав, аналогичный составу исходной магмы и, таким образом, дифференциация не произойдет. Однако ранние кристаллы, обладающие преимущественными возможностями для роста, продолжают дальнейшую кристаллизацию из интерстиционной жидкой магмы при температурах, близких к тем, при которых возникли первые кристаллы. Следовательно, кристаллы могли бы увеличиваться с небольшим проявлением зональности или без нее. В результате дальнейшего развития первых продуктов фракционной кристаллизации установился бы градиент составов между жидкостью внутри кристаллической взвеси и большим объемом жидкой магмы, остающейся в магматической камере. Благодаря этому градиенту в жидком остатке вероятны диффузионные процессы, так что в новых порциях интерстициальной жидкости из магматической камеры, содержащих элементы, отвечающие сравнительно тугоплавким минеральным фазам, будут меняться концентрации тех элементов, которые не требуются для кристаллизации тугоплавких минералов. Это не приводит к завершению диффузионных процессов, но даже если они действуют лишь частично, то их продолжающееся совместное воздействие выражается в заметной степени фракционирования, что неизбежно отразится в формировании зональности — появлении низкотемпературной жидкой магмы во внутренних частях интрузии и, следовательно, в магматической дифференциации, наблюдаемой в конечных кристаллических продуктах.

Так много теории, а как обстоит дело с доказательствами? Хорошим примером является дифференциация, наблюдаемая в мощных диабазовых силлах. Среди тел с однородными верхними и нижними закаленными эндоконтактами классическим примером служит толентовый силл Палисадес, в котором отчетливо видно постепенное изменение состава, устанавливаемое по тому, что большая часть расслоенных кумулятивных структур (за исключением знаменитого оливинового слоя) с наиболее тугоплавкой минералогией в верхних и нижних частях тела сменяется более низкотемпературными парагенезисами не точно в центре, а в трех четвертях выше вверх по разрезу. Поскольку охлаждение и степень кристаллизации должны бы быть примерно одинаковы у верхнего и нижнего контактов, геометрия данного тела предполагает, что некоторая часть кристаллизовавшегося материала на

верхнем разделе магма — твердое контактное вещество могла быстро погрузиться, вероятно в виде поликристаллических агрегатов, слегка обогащенных более тяжелыми минералами. При этом в нижнем контакте не обязательно формируется отчетливая расслоенная серия пород, как в случае характерных крупных базитовых интрузий (см. 1.6.3.2). В качестве индекса фракционирования пород силлов можно использовать характеристики валовой химии или, вероятно, лучше одну из многих минералогических особенностей: 1) содержание анортита в плагиоклазе по разрезу силла; 2) Mg/Fe отношение авгитов; 3) состав и характер ферромагнезиальных минералов, а также постепенное изменение состава этих минералов, характеризующихся интересными фазовыми переходами, когда, в соответствии с экспериментальными работами, возможны переходы от ранних форстеритовых оливинов к магнезиальным ортопироксенам и к менее магнезиальному пижониту и затем к сравнительно железистым фаялитовым оливинам; 4) присутствие небольших количеств микропегматитов, встречающихся в интерстициальных прорастаниях, в результате чего появляются типичные породы с белыми вкраплениями в приближенных к центру частях силлового сендвича (отчасти только благодаря постепенному увеличению зернистости в образце легко можно увидеть результат дифференциации пород силла, которые при изучении в шлифах оказываются более однообразными, чем это кажется при полевых наблюдениях). В силле Палисадес все характеристики пород последовательно меняются, в общем демонстрируя плавное изменение состава по направлению к более низкотемпературным разновидностям, как это было показано в классической работе Ф. Уолкера и позже объяснено К. Уолкером [215].

Аналогичным образцом вариаций состава являются породы контактовой и верхней краевой групп Скергаардской интрузии (Восточная Гренландия), хотя эта интрузия, конечно, более известна своей кумулятивной серией расслоенных пород. Краевая группа неоднородна по внешнему облику, слагающие ее породы имеют разномзернистый состав, иногда обладают полосчатостью, параллельной контактам интрузии, и местами содержат круглые, направленные вовнутрь дендритовые агрегаты плагиоклаза, так называемые «перпендикулярные полевошпатовые породы». Исходя из минерального состава, данные породы граничной группы содержат среди зональной серии, направленной к внутренним низкотемпературным разновидностям, сравнительно тугоплавкие продукты ранней кристаллизации, а в самой краевой части состоят даже из более высокотемпературных компонентов серии твердых растворов, чем породы, обнаженные в кумулятивном разрезе, нижние части которого скрыты под уровнем моря. Все особенности граничной группы успешно объясняются в терминах кристаллизации застывания.

Дайка Биннериндж (Западная Австралия) [135] мощностью до 3 км, в целом имеющая базитовый состав, характеризуется согласованной вертикальной расслоенностью, сопровождающейся

«нормальными»* изменениями минерального состава при движении вовнутрь тела, особенно в краевой зоне мощностью примерно в несколько сот метров от закаленного края. Поскольку нет доказательств более позднего наклона тела, вертикальное положение и состав расслоенных пород позволяют предположить их происхождение скорее в результате кристаллизации застывания, чем гравитационного осаждения. Эти породы были названы *кумулятами застывания*, которые, по мнению автора, могут быть даже более характерной чертой расслоенных интрузий, чем это представлялось прежде.

Принято считать, что фракционирование путем простой кристаллизации застывания значительно более вероятно в интрузиях, образовавшихся из жидкой магмы, чем из кристаллической взвеси; такой процесс характерен для крупных интрузий, где скорость падения температуры сравнительно мала. Многие крупные эпизональные гранитные плутоны, которые, как установлено, образовались из магмы (это подтверждается достаточно многочисленными примерами описания секущих контактов диоритовых и гранитных тел, в целом довольно кислого состава), несомненно, имеют те же признаки действия процессов кристаллизации застывания. В качестве иллюстрации мы рассмотрим два *зональных плутона*: 1) плутон Шелер, который имеет весьма ярко выраженное зональное строение, и 2) плутон Танк-Лейк, обладающий сравнительно незначительными изменениями состава явно в связи с тем, что его родоначальная магма была значительно ближе по составу к остаточному тройному минимуму.

Плутон Шелер миоценового возраста внедрен в нижнемиоценовые андезиты и содержит ксенолиты осадочных пород, которые перекрывают древние палеоген-неогеновые пиллоу-лавы на о. Аналяска (Алеутские острова). Он имеет в плане овальные очертания с максимальным диаметром около 25 км, обнаженная площадь составляет свыше 250 км². По характеру и значительному объему плутон Шелер является батолитом. Хотя этот термин постоянно вызывает у петрологов ассоциации с более глубинными мезозональными телами, данный плутон, вне всяких сомнений, является эпизональным. Уплотненная кровля интрузии доступна для наблюдения в гористой внутренней части острова, где мощность разреза достигает примерно 1 км. Общий средний состав обнаженных пород плутона соответствует гранодиориту, и примерно на 70 % обнаженной площади они представлены гранодиоритами. Однако на фоне этого состава заметны существенные вариации (за исключением внутренних контактов, которые не обнажены) от краевых пироксеновых диоритов до биотитовых адамелитов в центре. Одним из компонентов, увеличение концентрации которого установ-

* Термин *нормальный* успешно отвечает постепенному изменению состава минерала, принадлежащего к сериям твердых растворов, обладающего либо зональностью, либо общим изменением состава в последовательной кумулятивной серии в смысле закономерного изменения состава в процессе образования от высокотемпературных к низкотемпературным парагенезисам.



Рис. 3. Упрощенная схема геологического строения плутона Шелер, о. Аналяска (Алеутские острова), на которой показана зональность состава пород.

1 — внешний контакт; 2 — предел встречаемости пироксена (внутри контура пироксен отсутствует); 3 — контур пород с 20 %-ным содержанием кварца (по направлению внутрь плутона оно увеличивается); 4 — предел встречаемости алланита (внутри контура его содержание достигает 1 %); 5 — контур пород с 20 %-ным содержанием калиевого полевого шпата (по направлению внутрь плутона оно увеличивается); 6 — древние вулканические породы

лено по направлению к центру тела, является вода, поскольку кристаллизация безводного первичного пироксена по направлению к центру сменяется образованием водных темноцветных минералов. Изоплеты таких минералогических параметров, как исчезновение пироксена, массовая доля в породах более 20 % кварца, присутствие более 20 % калиевого полевого шпата и необычная концентрация в центральных частях тела алланита (рис. 3), дают концентрически-зональную картину строения плутона, объяснить которую, очевидно, можно с помощью модели кристаллизации застывания.

Плутон Танк-Лейк, расположенный в юго-восточной части района Мейн, также обнажается на значительной территории площадью около 175 км². Состав закалочной зоны и рассчитанный средний состав интрузии на основании данных по ее обнаженной части соответствуют граниту (*Sensi Stricto*). В действительности этот расчетный валовый состав плутона близок к тройному минимуму, хотя массовая доля SiO₂ (74—75 %) несколько ниже, а концентрация K₂O (5 %) пре-

вышает массовую долю Na₂O (3,9 %), что несколько выше, чем в гранитной эвтектике. Наблюдаемые зоны (опять-таки не имеющие резких контактов), выделяемые при движении от края к центру массива, представлены роговообманковыми, роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранитами, а также биотитовыми адамеллитами. Расположенные ближе к центру разновидности пород не являются кальциевыми, как об этом может свидетельствовать их название, а напротив, обладают самым низким цветным индексом и максимально высоким содержанием кремнезема среди других пород комплекса и, таким образом, имеют более низкотемпературные субсолвусные парагенезисы. Эффект увеличения содержаний рассеянной воды в кристаллизующейся магме в пределах закрытой системы застывающих пород (что устанавливается по присутствию минералов пустот, обычных для центральной части) должен был уменьшить температуры кристаллизации. Темноцветные минералы

ранних этапов кристаллизации, включая магнетит и эгирин-авгит, присутствуют в закаленных краевых частях; роговая обманка замещает пироксен и затем начинает преобладать во внешней зоне, а потом при движении к центру замещается биотитом, что является примером непрерывных реакционных серий. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, алланит-эпидотом и флюоритом. Хотя вариации составов пород плутона Танк-Лейк не велики, он интересен еще и тем, что в нем установлена система миграции водных флюидов, обогащенных кремнеземом во время кристаллизации. Таким образом, эта интрузия, очевидно, является еще одним примером дифференциации во время кристаллизации застывания, при которой увеличение концентрации воды также играет значительную роль в понижении температуры магмы и влияет на состав темноцветных фаз и полевошпатовую минералогию.

1.6.3. Гравитационное фракционирование кристаллов

1.6.3.1. Введение. Гравитационное фракционирование кристаллов описывает погружение или всплывание первичных кристаллов в магме в общем виде как результат их большей или меньшей плотности по отношению к вмещающему расплаву. Определение скорости движения частиц в жидкости (форма которых считается сферической для простоты расчетов), если сферические частицы не превышают определенного размера, производится по закону Стокса, который выражается следующим уравнением:

$$v = Kgr^2(d_1 - d_2)/n,$$

где v — конечная скорость; g — ускорение свободного падения; r — радиус частицы; d_1 и d_2 — соответственно плотности частиц и жидкости; n — вязкость жидкости; K — константа, зависящая от единиц измерения.

Очевидно, наряду с другими причинами, более крупные частицы будут двигаться быстрее, со скоростью, пропорциональной квадратам их радиусов, а незначительные различия в плотности частицы и жидкости или высокая вязкость будут уменьшать скорость относительного движения. Установленные или рассчитанные значения плотностей минералов и магм, размеров первичных кристаллов и вязкости расплавов показывают, что все темноцветные минералы, очевидно, должны неизбежно тонуть в основной магме (как и кальциевый плагиоклаз), а поведение плагиоклазов промежуточных составов будет зависеть главным образом от их состава и соответственно от плотности магм, подвергающихся фракционированию; лейцит будет всплывать в сравнительно очень редких калиевых основных расплавах, из которых он кристаллизуется, но относительное движение любого первичного кристалла в кислых магмах будет очень медленным или ничтожным благодаря их преимущественно незначительно более высоким вязкостям, ко-

торые, как известно, у гранитов могут существенно уменьшаться в присутствии больших количеств растворенных H_2O , HF и т. д.

Как уже было показано, в связи с процессами кристаллизации застывания образовавшиеся первыми из базальтовых магм кристаллы являются сравнительно высокотемпературными компонентами серий твердых растворов и их общий состав в любых соотношениях не соответствует составу магмы, из которой они выкристаллизовывались. Таким образом, удаление первичных кристаллов путем погружения или всплывания значительно меняет состав остаточной жидкости и, следовательно, приводит к значительной дифференциации.

Исходя из доказательств, полученных при изучении крупных расслоенных базитовых интрузий (где последовательные серии первичных кристаллов сохраняются в виде *кумулятов*), и на основании химических данных по вулканическим породам различных магматических серий родственных базальтам (где последовательные составы жидкостей сохраняются преимущественно в *афировых лавах* или, наоборот, в основной массе порфировых разновидностей) в петрологии принято считать, что кристаллическое фракционирование играет важную роль в непосредственной дифференциации этих пород. Петрохимия вулканических серий позволяет особенно точно моделировать кристаллическое фракционирование путем последовательного удаления из магматических жидкостей (начиная с исходной магмы) определенных количеств первичных кристаллов, составы которых эквивалентны наблюдаемому (или рассчитанному) составу фенокристаллов. В идеальном случае эти модели могут быть проверены даже без учета различий между фенокристами, поскольку сравнительно немногие главные породообразующие оксиды обладают более или менее значительными вариациями составов. Кроме того, следует ожидать, что отделение должно предопределять эффект концентрации многих рассеянных элементов в последовательных сериях жидкостей, образовавшихся при фракционировании. Нельзя не отметить, что, хотя фракционирование часто считается эффективным процессом, очевидно, на самом деле реальных примеров, в которых был бы показан сравнительно полный баланс петрогенных и рассеянных элементов в последовательных жидких фракционатах, пока еще сравнительно немного. Отметим также, что, хотя физическое удаление первичных кристаллов путем погружения — очень продуктивный способ фракционирования, в целом эффект этого процесса сравним с действием кристаллизации застывания; эффективность каждого из этих процессов увеличивается явлением, которое теперь принято называть *адкумулятным ростом* кристаллов (см. 1.6.3.3).

Представления о гравитационном фракционировании кристаллов не новы. Их еще изложил Чарльз Дарвин, который во время своего путешествия на корабле «Бигль» наблюдал порфировые андезиты и связанные с ними лавы различного состава в Чилийских Андах. Относительное всплывание кристаллов лейцита в магме, обычно концентрирующихся в первых продуктах циклических

извержений Везувия, было давно известно. Н. Юсинг в прекрасном описании сильнощелочной интрузии Илимауссук (Южная Гренландия) сообщил о всплывании содалитовых кристаллов с образованием науяита и о погружении кристаллов арфведсонита, эвдиалита и т. д. с возникновением какортоцитов и постулировал, что дифференциация частично может быть объяснена старыми принципами механической сепарации кристаллов под действием силы тяжести из магмы. Р. Дели в 1933 г. привел не менее 54 примеров согласующихся расслоенных интрузий, большинство из них сформировалось из базитовых родоначальных магм и имеют убедительные признаки гравитационного фракционирования.

1.6.3.2. Скергаардская интрузия. Как бы то ни было, однако сравнительно ранняя работа Л. Уэджера и В. Диры, посвященная Скергаардской интрузии в Восточной Гренландии, на которую чаще всего ссылаются в петрологии изверженных пород (наряду с теоретической работой Н. Боуэна), является тем главным поворотным моментом, начиная с которого действительно петрологи с энтузиазмом восприняли наглядность и возможности моделей кристаллического фракционирования. Эта работа все еще заслуживает того, чтобы каждый студент, изучающий петрологию изверженных пород, прочел ее. В ней приведены результаты полевых исследований, тщательных аналитических работ и многочисленные иллюстрации. Поздняя, более точная и более приемлемая общая номенклатура была использована в сравнительно сжатом описании Скергаардской и других расслоенных интрузий Л. Уэджера и В. Брауна [212]. Какие же особенности Скергаарда, делая скидку на отставание в петрологических знаниях, вызванном второй мировой войной, позволили причислить исследования Л. Уэджера и В. Диры к разряду классических работ? Во-первых, это удивительно точная связь наблюдаемой последовательности кристаллизующихся минеральных фаз и их составов с классической экспериментальной работой (при давлении в 0,1 МПа) Н. Боуэна и его помощников. Во-вторых, породы интрузии послужили пробным камнем для принципов В. М. Гольдшмидта, управляющих замещением атомов, и позже позволили выяснить распределение рассеянных элементов во время фракционной кристаллизации. Это направление исследований получило развитие в последующих работах, в которых были использованы современные аналитические методы, дающие возможность определять специфические элементы и увязывать их содержания с современными концепциями замещения. На примере пород интрузии изучалось поведение изотопов стронция во время фракционирования. Позднее была предложена модель образования двух несмешивающихся жидкостей на самых ранних стадиях фракционирования скергаардской магмы. Таким образом, данная магма является уникальным примером того, как интрузия или провинция, будучи классическими объектами, тем не менее, становятся ареной борьбы новых концепций и направлений в петрологии. Замечательный пример этого — тщательная новая интерпретация механизма кристаллизации Скергаардской интрузии



Рис. 4. Разрез Скергаардской интрузии в ее первоначальном положении, соотношенный с ее положением во время кристаллизации, после чего произошел ее наклон

зии, проведенная А. Мак-Бирни и Р. Нойсом [134]. Исходя из полевых и структурных доказательств и теоретических данных, касающихся вязкости, теплового переноса, скорости кристаллизации и плотностей минералов, особенно предположительно низкой плотности плагноклаза, который рассматривается как кумулятивный минерал, выявляется сравнительно большая роль кристаллизации застывания в собственно расслоенной серии пород.

Интрузия прекрасно обнажена в недавно покрытых ледниками береговых горах, воздымающихся на 2000 м. В ней выделяются: толеитовый закаленный край, оболочка краевой группы пород, состоящая из застывших кумулятов (см. разд. 1.6.2), серия расслоенных пород, первоначально аккумуляировавшихся на уплощенных блюдцеобразных поверхностях, представляющих последовательно поднимающуюся поверхность раздела нижняя магма — отвердевшие породы в кристаллизующейся магматической камере (рис. 4). Здесь имеются очевидные доказательства появления четко выраженных текстур, сходных с осадочными, таких как гравитационная и косая слоистость; местами развиты направленные вовнутрь директивные, сходные со сквозными текстуры; относительная концентрация темноцветных минералов в слоях, прослеживающихся через всю интрузию, подтверждает существование конвекционных потоков внутри магматической камеры; все это в дополнение к предполагаемому простому гравитационному осаждению первичных кристаллов содействовало образованию наблюдаемой в данном комплексе расслоенности. Кроме того, значительная расчлененность местности, в пределах которой распространены расслоенные серии, а также общий наклон последних в результате внедрения интрузии примерно на 20° , связанный с Восточно-Гренландской флексурой земной коры, удачно увеличили обнаженную мощность расслоенной группы до 2600 м.

Расслоенные серии являются сериями солидусных кристаллов, обладающими прогрессивным и систематическим изменением состава при движении вверх по разрезу, каким бы особым способом они не образовались. Это первичные кристаллы, принадлежащие преимущественно к сериям твердых растворов. Последние кристаллизовались в равновесии с магмой, подвергавшейся интенсивному фракционированию, благодаря значительному удалению первичных кристаллов из жидкой магмы в результате их аккумуляции на поднимающемся дне магматической камеры. Эти изменения составов кристаллов при движении вверх по разрезу расслоенной серии вначале были определены как *скрытые вариации*, теперь для обозначения этого явления используется термин *скрытая расслоенность*. Термин *скрытая*, конечно, применяется в связи с тем, что изменения состава не могут быть обнаружены непосредственно в образцах, а устанавливаются только по оптическим свойствам минералов в шлифе или, более точно, путем анализа индивидуальных кристаллов.

Скрытая расслоенность является ключом к пониманию хода фракционирования с падением температуры во время кристаллизационной истории интрузии. Она в значительной степени независима от таких случайных особенностей, как действительные соотношения минералов, присутствующих в различных слоях, и остается постоянной, неуклонно нормальной по направлению вверх, т. е. в наблюдаемых породах низкотемпературные разновидности серий твердых растворов встречаются при движении вверх по разрезу кумулатной серии (так же как во внутренних частях краевых групп). Это явление особенно хорошо заметно по непрерывному характеру скрытой расслоенности, выявляемой по изменению состава плагиоклаза и кальциевого пироксена в интрузии, несмотря на структурные особенности пород расслоенной серии (рис. 5).

Однако имеется несколько очевидных несогласованностей в составах первичных кристаллов при движении вверх по разрезу: например, ранний магнезиальный оливин сменяется ферромагнезиальным пироксеном, который, в свою очередь, уступает место фаялитовому оливину в верхних частях расслоенной серии. В действительности же эти несоответствия являются результатом непрерывного фракционирования кристаллов. Например, можно показать, как вместо ранней кристаллизации форстеритового оливина из толеитовых расплавов происходит кристаллизация ферромагнезиального пироксена и что в более железистых составах при падении температуры пироксеновое поле сокращается, увеличивая вероятность совместного выделения фаялита и кварца. Рудные минералы и апатит также становятся котектически кристаллизующимися фазами в верхних горизонтах расслоенной серии, когда в кристаллизующейся магме достигается соответствующая растворимость продуктов кристаллизации. Минералогия рудных минералов интрузии детально изучена Е. Винсентом и Р. Филлипсом, а в простейшем виде кристаллизация магнетита, FeO , Fe_2O_3 зависит от довольно высоких концентраций оксидного железа, кото-

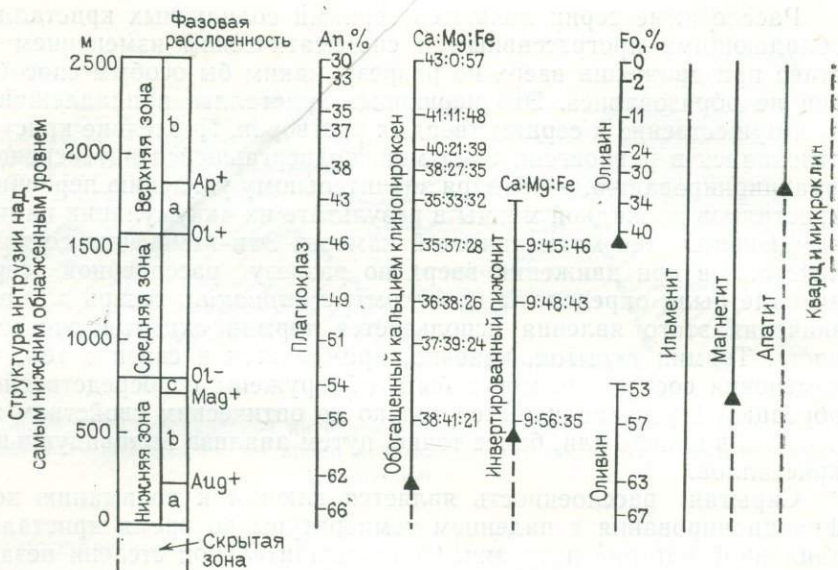


Рис. 5. Минералы, присутствующие в расслоенных кумулатных породах Скергардской интрузии (Восточная Гренландия), и их составы.

Непрерывные вертикальные линии определяют кумулатные минералы; прерывистые вертикальные линии определяют минералы, присутствующие только в виде интеркумулатных фаз

рые имеются в кристаллизующейся магме, что достигается главным образом непрерывным фракционированием мафических силикатов, содержащих не столь значительные количества оксида железа, возможно и при дополнительном влиянии f_{O_2} избирательном диффузионном выделении H_2 из магматической камеры; водород мог образоваться при диссоциации воды по реакции $2H_2O \rightleftharpoons 2H_2 + O_2$, которая может иметь ювенильное и метеорное происхождение. Начало кристаллизации апатита связано в основном с прогрессивным накоплением в кристаллизующейся магме P_2O_5 во время интенсивного фракционирования различных первичных кристаллов, для которых фосфор не является существенным компонентом.

Данные изменения в парагенезисах первичных кристаллов, в которых главным образом осуществляется непрерывная кристаллизация, являются очевидными картируемыми особенностями аккумулятивных пород расслоенной серии, а также примером того, что называется фазовой расслоенностью.

1.6.3.3. Кумулаты. В предыдущих параграфах речь шла о первичных кристаллах из пород расслоенной серии, известных как кристаллы кумулата, и о кумулатных породах, или кумулатах, — это номенклатура, которая широко используется для расслоенных магматических пород.

Кумулатные породы обладают очень характерными структурами, поскольку они явно образовались в две стадии; исходя из теоретических соображений по осаждению кристаллов в вязкой жидкости с низкой плотностью и на основании экспериментальных данных, вначале происходило осаждение кристаллов с возникновением кристаллической взвеси с промежутками, заполненными жидкостью, и состоящей, как указывают структуры этих пород, примерно на 60 % из кристаллов и на 40 % из магмы. Рассеянная *интеркумулусная жидкость*, имеющая состав исходной магмы, должна кристаллизоваться позже, при ликвидусной температуре, на соответствующей стадии фракционирования. Этот тип кристаллизации вызывает интерес и имеет большое значение, поскольку его следствием являются две противоположные теоретические возможности.

Принцип первого предположения, так называемой *ортокумулатной кристаллизации*, интуитивно представляющейся наиболее вероятной, заключается в том, что суммарный состав продуктов кристаллизации интеркумулусной жидкости соответствует составу магмы, находившейся в рассеянном состоянии в виде жидкой сетки среди кристаллов кумулуса. Можно ожидать, что интеркумулусная кристаллизация должна начаться с дополнительного роста вокруг кристаллов кумулуса и развиваться с образованием нормальной зональности по краям минералов из серии твердых растворов, в противоположность в действительности наблюдаемому незональному характеру собственно кристаллов кумулуса. Дополнительные фазы могут возникать при кристаллизации интеркумулусной жидкости: например, в данной исходной толентовой магме плагиоклаз, авгит и рудный минерал будут кристаллизоваться между сформированными ранее оливиновыми кристаллами кумулуса; на поздней стадии кристаллизации, представляющей более высокий горизонт кумулусного разреза, в интерстициях плагиоклаз-авгитового кумулата могут появиться небольшие количества кварца и микропегматита и т. д. В случае формирования дополнительных интеркумулусных фаз, медленно образующихся в рассеянных центрах кристаллизации, во время длительного охлаждения интеркумулусной жидкости может образоваться характерная структура. Такие центры роста, иногда удаленные на расстояние до 10 см от пойкилитовых интеркумулусных кристаллов, имеются у *ойкокристаллов*, содержащих очень большое количество кумулусных кристаллов и других минеральных разновидностей. Способность материала к диффузии через интеркумулусную жидкость с образованием таких ойкокристаллов позволяет предполагать другую возможность, уже упоминавшуюся в случае кумулатов затвердевания и резко противоположную ортокумулатной кристаллизации.

Образование *адкумулатов* — другой вариант кристаллизации. Он возможен вследствие того, что кристаллы кумулуса во взвеси действуют как уже готовые ядра для продолжающейся кристаллизации интеркумулусной жидкости, как и в первом варианте, о ко-

тором шла речь выше. Вначале эта кристаллизация будет приводить к дополнительному росту кристаллов того же состава, что и кристаллы кумулуса. Однако впоследствии диффузия между кристаллизующейся интеркумулусной жидкостью и исходной магмой может привести к равновесию их составов. Из-за такого процесса дополнительного роста кристаллов кумулуса возможно полное отвердевание при температурах, соответствующих или немного более низких по сравнению с начальной магматической температурой образования данных кристаллов. Адкумулятивный рост будет определяться присутствием незональных минералов в окончательных продуктах кристаллизации, а также присутствием прослоев собственно мономинеральных пород — дунита, анортозита и т. д., образующихся из слоев мономинеральных кумулусных зерен (явление, которое не должно было бы иметь место, если интеркумулусная жидкость действительно кристаллизовалась в закрытой системе, как в теоретическом случае ортокумулятов).

Следующий вариант *гетерадкумулятного* роста — текстурная разновидность, возникающая при адкумулятивном росте с увеличением температуры, которая встречается в том случае, если фаза (или фазы), отличная от любых кумулусных фаз, в особом слое может кристаллизоваться из интеркумулусной жидкости, но кристаллизующаяся таким образом фаза (фазы) имеет состав, соответствующий температурным условиям кристаллизации минералов кумулуса. Таким примером может быть серия плагиоклаз-оливин-авгитовых кумулатов, содержащих слой плагиоклаз-оливиновой кумулатной породы, которая сама содержит интеркумулусный авгит того же состава, что и кумулусный авгит в соседних слоях. Именно эта особенность состава отличает гетерадкумулятивный рост от ортокумулятивных структур, которые существенно сходны с первыми. Ойкокрystalлы, как указано выше, в действительности сравнительно более обычны среди гетерадкумулятов, чем ортокумуляты, преимущественно вследствие небольшой скорости охлаждения, благоприятствующей адкумулятивному росту и медленной скорости кристаллизации как отражение очень незначительной степени переохлаждения интеркумулусной жидкости.

Особенности минералогии, структур и состава, являющиеся результатом интеркумулусной кристаллизации большинства кумулатных пород, в действительности показывают сочетание двух экстремальных возможностей орто- и адкумулятивной кристаллизации и могут быть, таким образом, обоснованно названы *мезокумулятами*. Учет скоростей охлаждения предполагает, что кумулатные слои в небольших расслоенных интрузиях формировались сравнительно быстро, что благоприятствовало высокому содержанию ортокумулятного компонента в интеркумулусном материале (как это отмечалось у многих скергаардских пород); в крупных же интрузиях при более низкой скорости аккумуляции создавались благоприятные условия для адкумулятивного роста (как это видно на примере пород Бушвелда). Однако обобщения и непроверенные гипотезы довольно опасны в геологии (где сами породы являются

окончательными судьями в поисках научной истины), и действительно, в расслоенных породах некоторых интрузий орто- и адкумулатный рост обнаруживается примерно в равных соотношениях. В Скергаардской интрузии, например, наблюдается наибольшее количество адкумулатных структур в верхних слоях обнаженной рассеянной серии.

Объяснение, изложенное выше и исходящее из простого «кристаллического осаждения», является подходом Л. Уэджера с соавторами [139]. А. Мак-Бирни и Р. Нойс [39] в своей новой интерпретации возражают против кумулюсной номенклатуры и рассматривают ее как неудачную с точки зрения генетических представлений — все еще обычная тенденция для магматической петрологии. Тем не менее химическое влияние системы расплава (интеркумулюсного — *прим. перев.*) на оставшуюся магму (наши современные представления) при противоположных «адкумулюсной» и «ортокумулюсной» кристаллизациях то же самое, хотя в целом породы образовались либо путем кристаллического осаждения, либо при кристаллизации застывания, и названия, таким образом, сохраняются. Необходимо понять, что адкумулатный рост представляет законченную сепарацию солидусного материала из кристаллизующейся магмы при ее ликвидусной температуре и, следовательно, является *наиболее эффективным способом фракционирования*. Однако это не отрицает того, что мезокумулатный рост или даже ортокумулатный рост, в котором полное отделение солидусного материала из жидкости не достигается, является также потенциальным способом фракционирования во время кристаллизации интрузии.

Не следует считать, что наиболее отчетливые кумулатные структуры, наблюдаемые среди прочих в шлифах, установившись там, где в породе встречается только одна кумулюсная фаза: противоположные орто- и адкумулатные механизмы приводят к образованию характерных и легко устанавливаемых продуктов, таких как явные интеркумулюсные структуры, часто с ойкокристаллами с одной стороны или мономинеральными породами с другой. Напротив, там где имеется несколько кумулюсных фаз, например плагиоклаз и два пироксена, интеркумулюсная кристаллизация стремится к добавлению и изменению формы всех первичных кристаллов кумулула, что приводит к образованию типичной габбровой структуры и маскирует кумулатную природу породы при рассмотрении ее как в образце, так и в шлифе (хотя кумулатное происхождение, конечно, можно с успехом предположить исходя из расслоенности и других особенностей текстур, наблюдаемых в поле). В некоторых очень крупных расслоенных базитовых интрузиях — Бушвельдской и Стиллутерской, остывавших очень медленно, субсолидусная *перекристаллизация* воздействовала на часть ультраосновных кумулатных пород разреза. Это привело к появлению равномерно-зернистых структур с прямолинейными границами и точками тройных сочленений, что маскирует первичную кумулатную структуру. Это очень важно в том случае, когда петрологи

пытаются установить раннюю структуру для интерпретации строения ультраосновных нодулей в щелочных основных лавах.

Химический анализ кумулатных пород, хотя ему все еще отдают предпочтение, приносит мало пользы; поскольку эти породы принадлежат главным образом к явным расслоенным сериям, отдельные образцы, отобранные для анализа, хотя и из того же самого структурного горизонта интрузии, однако могут значительно менять свой состав по содержанию различных кумулусных фаз, из которых они состоят, что является случайностью и будет отражать незакономерные различия в химическом составе. Более того, кумулатные породы содержат большое количество интеркумулусного материала, представленного неизвестным количеством продуктов орто- и адкумулусной кристаллизации, различных по составу. Состав кумулусных пород никогда не будет соответствовать составу магмы и является только неточным параметром фракционирования. Важное значение имеет определение составов минералов кумулула оптическими и аналитическими методами. Именно они точно характеризуют фракционирование магмы.

Составы кумулатных плагиоклаза и оливина из самого нижнего обнаженного горизонта скергаардской расслоенной серии соответствуют Ap_{66} и Fo_{67} . Они более натровые и железистые, чем составы фенокристов в базальтах или минералов самых ранних кумулатов застывания скергаардской краевой группы. Учитывая базальтовый тип родоначальной магмы, на что указывают минералогия и состав пород краевой закалочной зоны интрузии, минералы нижней расслоенной серии позволяют предположить, что еще до их образования произошло значительное фракционирование. Нижние части разреза скергаардской расслоенной серии, к сожалению, скрыты под уровнем моря, но они сложены преимущественно кумулатами ранних этапов кристаллизации и содержат более высокотемпературные минеральные парагенезисы. Объем «скрытой» расслоенной серии был изобретательно рассчитан на основании химических параметров и составляет около 70 % или, возможно, несколько меньше.

1.6.3.4. Другие толеитовые расслоенные основные интрузии. Другие расслоенные основные интрузии, также толеитового характера, имеют сходство со скергаардским кумулятивным разрезом. Большая Стиллуотерская интрузия (шт. Монтана), довольно полно описанная Г. Хессом, имеет обнаженное основание, и ее непрерывный расслоенный разрез продолжается вверх на значительное расстояние до несогласного перекрытия осадочными породами. Соответственно составы кумулусных минералов в ее самых верхних горизонтах довольно близки к составам тех же минералов из самых нижних обнаженных кумулатов Скергаардской интрузии, так что расслоенные серии этих двух интрузий, хотя одна из них вдвое больше по размерам, могут быть объединены и, таким образом, может быть получен непрерывный целый образец скрытой расслоенности.

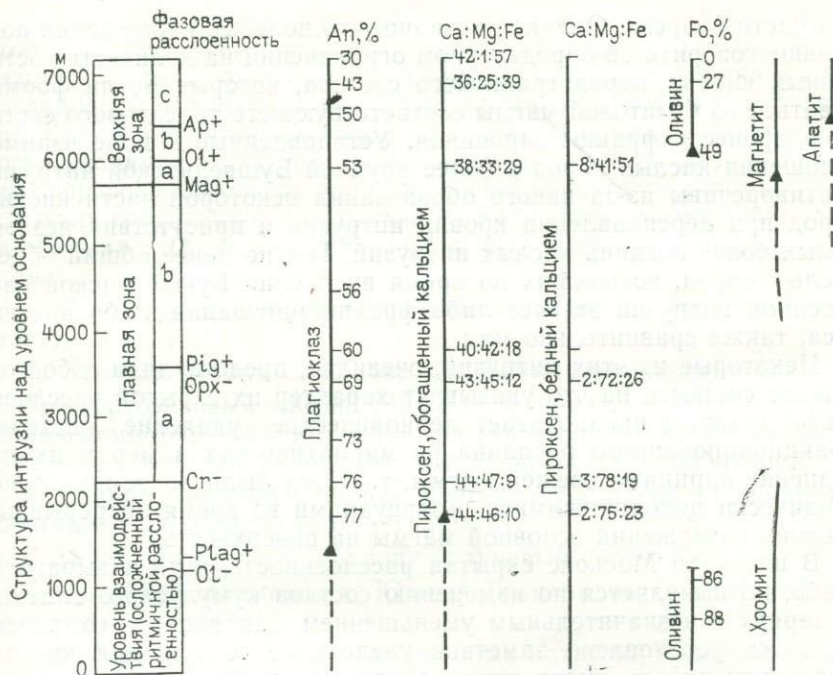


Рис. 6. Минералы, присутствующие в расслоенных кумулатных породах Бушвельдской интрузии (Южная Африка), и их составы. Пояснение см. в условных обозначениях к рис. 5.

Полным непрерывным разрезом обладает Бушвельдская интрузия (Южная Африка), самая крупная основная интрузия в мире, максимальный диаметр которой составляет около 400 км, а мощность разреза оценивается в 9 км. На рис. 6 показаны кумулусные минералы и их составы из довольно полной фракционированной серии, принятая в настоящее время интерпретация которой является классической, так же как работы по Скергаардской, Стиллуотерской и другим интрузиям [212].

В Скергаардской интрузии кумулаты застывания обнажены в кровле краевой группы, и здесь характер фракционирования предполагает, что, за исключением влияния незначительной и проблематичной ассимиляции материалом гнейсовых включений, ее кристаллизация проходила в закрытой системе, где базальтовая магма подвергалась фракционированию *in situ*. Очень эффективное фракционирование мезокумулатов привело к образованию не более чем 2% кислых гранофировых пород (исходя из учета в расчетах и скрытой части расслоенной серии). Возможно, что на последних стадиях фракционирования кислая магма этого состава была представлена несмешивающейся жидкостью с железистым расплавом, который кристаллизовался в виде феррогаббро в самой верх-

ней части разреза. Однако очевидно, что полевые наблюдения позволяют говорить об определенном ограничении на количество остаточных кислых пород гранитного состава, которые могли формироваться из базитовой магмы соответствующего толеитового состава в процессе фракционирования. Установленные в поле взаимоотношения кислых пород в более крупной Бушвельдской интрузии противоречивы из-за явного образования некоторой части кислых пород при переплавлении кровли интрузии и присутствия независимых более поздних кислых интрузий. Тем не менее общий объем кислых пород, возникших во время внедрения Бушвельдской расслоенной интрузии за счет либо фракционирования, либо анатексиса, также сравнительно мал.

Некоторые из этих интрузий, очевидно, представляли собой открытые системы, на что указывает характер их скрытой расслоенности, который предполагает периодическое удаление частично фракционированного расплава из магматических камер и их пополнение порциями свежей магмы, т. е. они были подземными, периодически пополнявшимися резервуарами во время непрерывных древних извержений основной магмы на поверхность.

В интрузии Маскокк скрытая расслоенность, хотя и выражена слабо, но выявляется по изменению состава кумулюсного оливина и, наряду с незначительным уменьшением фаялитового компонента, здесь установлено заметное увеличение содержания никеля. Поскольку никель имеет явную тенденцию вхождения в наиболее ранние кристаллы оливина, эти данные отчетливо показывают, что в кристаллизующуюся магматическую камеру был приток дополнительных порций свежего расплава. На о. Рам (Гебридские острова) небольшая близповерхностная расслоенная интрузия образовалась из магматической камеры вулкана. Главные ритмические подразделения, выделяющиеся по заметным изменениям количественных соотношений кумулюсных оливина, авгита и плагиоклаза, обычно имеют мощность в несколько десятков метров, обогащены оливином в основании и плагиоклазом в верхних частях разреза и, как установлено по результатам работы, посвященной изучению поведения никеля в кумулюсном оливине и подтверждающей теоретические предположения, отражают прерывистые поступления свежей магмы. Кроме того, в интрузии Рам известны своеобразные структуры, связанные с временным прекращением выпадения кумулюсных кристаллов, что приводило к направленному вверх росту коралловидных агрегатов кристаллов оливина и плагиоклаза высотой до 20 см от границы нижняя магма — кристаллическая взвесь. Эти структуры были первоначально названы *гарризитовыми* — по району Глен-Харрис, расположенному в центре острова; теперь используется более общий термин применительно к этому типу кристаллизации — *кресткумулаты* (поперечные кумулаты — *примеч. пер.*). Они интерпретируются как один из видов кумулатов затвердевания, появляющийся время от времени в расслоенной кумулатной серии, которая образовалась главным образом путем гравитационного осаждения.

1.6.3.5. *Расслоенные интрузии, состав которых отличен от толеитового.* Приведенные примеры серий солидусных минералов показывают, что их образование, очевидно, связано в основном с родоначальной толеитовой магмой. Большинство известных в мире расслоенных интрузий и наиболее крупные из них в действительности являются толеитовыми. Интересные примеры других интрузий, образовавшихся из магм различного состава, которые явно испытали гравитационное кристаллическое фракционирование, приведены ниже (в скобках указан вероятный состав исходного расплава).

1. Комплекс Блу-Маунтинс, Новая Зеландия (щелочный базальт).

2. Великая Дайка Зимбабве (высокомагнезиальный базальт).

3. Анортозитовый массив Мичикамау, п-ов Лабрадор (? высокоглиноземистый базальт, направленная вверх аккумуляция кристаллов плагиоклаза, проявленная в значительном масштабе).

4. Гранит Тигссалук, район Ивигтут, Западная Гренландия (обогащенный фосфоритом эпигранит*).

5. Интрузия Кунгнат (фаялит кварцевый сиенит*).

6. Интрузия Илимауссук, Южная Гренландия (агпаитовый нефелиновый сиенит*).

Описание этих и других расслоенных интрузий приведено в работе Л. Уэджера и Г. Брауна [212].

1.6.3.6. *Фракционирование в породах силлов.* Гравитационное фракционирование кристаллов выше рассматривалось на основании полевых материалов, полученных при изучении крупных интрузий. В некоторых мощных силлах также имеются доказательства дифференциации при осаждении кристаллов.

Исходя из того, что первые силлы имеют в целом толеитовый состав, в силле Уин на севере Англии мощностью 25—60 м кристаллическое осаждение не зафиксировано; это понятно, поскольку застывание в таком сравнительно маломощном теле протекало слишком быстро для того, чтобы могло произойти дискретное осаждение первичных кристаллов. Кристаллизация значительно более крупного силла Палисадес (мощностью до 300 м), описана выше при рассмотрении кристаллизации застывания. Однако, примерно в 15 м выше основания, в южной, обнаженной части силла имеется хорошо известный оливиновый слой в породах которого при изучении шлифов ясно видно накопление кумулусных кристаллов оливина. Недавно это явление было интерпретировано заново не в связи с кристаллизацией неподвижного магматического тела, а исходя из предположения о том, что кристаллизация уже имеющегося расплава шла в сочетании с поступлением порций но-

* Главный тип данной породы и (непосредственная) родоначальная магма определено образовались в результате интенсивного фракционирования сравнительно более основной (первичной) родоначальной магмы на глубине.

вой магмы. Эти процессы произошли в короткий промежуток времени, что привело к появлению внутри тела первичных оливиновых кристаллов, которые смогли аккумуляроваться в основании интрузии. Там, где имеются образования оливинового слоя, наблюдается незначительное изменение в характере скрытой расслоенности по составу плагиоклаза, который меняется по форме при движении вверх по разрезу от таблитчатых до ойкокристаллов, что предполагает «пробел» в кристаллизации пород силла, сопровождавшийся повторным поступлением магмы, и в это время возникла возможность для аккумуляции некоторой части оливиновых первичных кристаллов. Даже в некоторых очень мощных толеитовых силлах, принадлежащих формации Карро, имеются свидетельства осаждения кристаллов, и такой преобладающий способ фракционирования в них, очевидно, можно объяснить с позиций кристаллизации застывания. Другими интересными примерами фракционированных толеитовых силлов являются диабазы Ред-Хилс, о. Тасмания [136], антарктические силлы [89] и диабазовые силлы Тумейтумари-Копайнанг, Гвиана [96].

Однако в силлах, кристаллизовавшихся из более щелочных основных магм, в большей степени проявляется тенденция гравитационного кристаллического фракционирования. Отчетливо выраженное гравитационное осаждение в силле Шайант-Айслес (Гебридские острова) мощностью около 150 м, например, привело к образованию в его нижней части 12-метрового слоя пикритовых пород, в которых объемная доля кристаллов оливина составляет свыше 60 %. Этот слой имеет четкий верхний контакт с перекрывающими оливиновыми диабазами, содержащими титанистый авгит и переходящими вверх по разрезу в кринанит (оливин-анальцитсодержащий диабаз). Оливин из этих диабазов обладает хорошо выраженной зональностью, его центральные части имеют железистость не большую, чем аккумулятивные оливины в залегающих ниже породах (Fe_{01}), а краевые зоны обогащены фаялитом; эти составы характерны для пород верхних частей разреза. Итак, понятно, что после раннего отделения оливиновых кристаллов этот силл кристаллизовался по типу образования кумулатов застывания в строгом соответствии с ортокумулатной кристаллизацией. Весьма вероятно, что аккумулятивные оливины уже существовали в виде фенокристаллов во время внедрения магмы, сформировавшей данный силл.

В значительной степени обнаженный силл Шонкиг-Саг (неверно названный лакколитом в ранних публикациях) имеет уплощенную линзообразную форму, диаметр его обнаженной части около 3 км, а мощность составляет в среднем 80 м. Его закаленные края сложены лейцититами (не «мафическим фонолитом», как это указано в некоторых описаниях), которые содержат фенокристаллы авгита, лейцита (в значительной степени замещенного псевдолейцитом) и редкие кристаллы оливина; осаждение кристаллов

авгита приводит к образованию шонкинита. Шонкиниты встречаются в виде двух слоев у нижнего и верхнего контактов, в кровле каждого слоя отмечается увеличение количества идиоморфных аккумулятивных кристаллов авгита. Эти породы обладают особенностью, связанной с затвердеванием ранее отделившихся более насыщенных авгитом агрегатов, сформировавшихся из первичных кристаллов, которые, вероятно, присутствовали в виде фенокристаллов в исходной магме. Породы, расположенные между двумя шонкинитовыми слоями, представлены более фракционированными неаккумулятивными нефелин-авгитовыми сиенитами, которые автоинтродуцированы (см. разд. 1.6.4) жилами более железистых эгириновых сиенитов.

В целом аккумулятивные породы сравнительно редки среди силлов; там, где они встречаются, силлы характеризуются следующими особенностями: 1) необычная мощность силлов; 2) присутствие фенокристаллов, действительно образовавшихся во время интрузии; 3) более щелочной состав исходных магм, обладающих сравнительно низкой вязкостью; 4) расслоение характерно и для коматиитовых силлов со сравнительно низкой вязкостью вследствие высоких температур данных магм.

1.6.3.7. Фракционирование в лавовых потоках. Примеры гравитационного осаждения в лавовых потоках редки. Одним из занимательных примеров является концентрация оливиновых фенокристаллов в направлении к основанию отдельных «подушек» в базальтовых потоках, кристаллизовавшихся из магм щелочной серии в Южной Шотландии [132]. Учитывая быструю скорость кристаллизации подушечных лав, погружение оливина в этом случае должно было произойти очень быстро.

Гравитационное осаждение более типично для потоков перидотитовых коматиитов. В этих высокотемпературных ультрабазитовых высокомагнезиальных расплавах затвердевание шло быстро, что следует из примеров скелетных и дендритовых форм кристаллов; замечательным примером этого являются хорошо известные структуры спенифекс, образованные оливином, авгитом и рудным минералом. Несмотря на такую быструю кристаллизацию, некоторые более крупные потоки содержат оливиновые кумулаты в нижних частях и авгитовые в средних, дифференциация в этих случаях проходила путем гравитационного осаждения. Наличие многочисленных мелких кумулусных кристаллов в этих породах предполагает быструю нуклеацию и простое осаждение — особенности, характерные для горячей и сравнительно насыщенной флюидом магмы. В некоторых потоках существуют также доказательства аккумуляции значительно более крупных удлиненных оливиновых кристаллов с дендритовым габитусом.

Имеется описание осаждения оливина в доисторическом лавовом потоке Макаопуи вулкана Килауеа (Гавайские острова); однако мощность потока значительная (70 м) и характер осажде-

ния в нем скорее похож на осаждение в силлах, чем в лавовых потоках*.

1.6.3.8. Поведение рассеянных элементов во время фракционирования кристаллов. Уже отмечалось, что характер изменения содержаний петрогенных элементов в фракционирующей магме регулируется последовательностью, составом и количеством фракционированных кристаллических фаз, включая удаление одного рассеянного элемента, а именно хрома в результате фракционирования выделившихся фаз и хромита. Большинство рассеянных элементов различно по характеру распределения и встречается преимущественно в небольших, но значительно меняющихся концентрациях в кристаллических решетках фракционированных минеральных фаз. Содержания рассеянных элементов в магме, подвергающейся фракционированию, будут в основном зависеть от их распределения между образующейся последовательностью осаждения кристаллизующихся минералов и постоянно меняющимися составами магмы.

Одними из первых это очень важное явление изучили Л. Уэджер и Р. Митчелл путем сравнения содержаний рассеянных элементов в минералах скергаардской кумулатной серии с рассчитанными составами последовательно образующихся жидкостей. Составы этих жидкостей рассчитаны исходя из изучения геометрии интрузии, валового состава кумулатов и состава родоначальной магмы. Впоследствии эти расчеты были уточнены при изобретательном и детальном рассмотрении концентраций титана, фосфора и других элементов. Представления и обсуждения Л. Уэджера и Р. Митчелла, в которых поведение рассеянных элементов было изначально связано с классическими принципами В. М. Гольдшмидта, в значительной степени актуальны и сегодня, хотя принципы, управляющие замещением, были дополнены сведениями об электронной связи и положениями теории о кристаллическом поле. Полезно нанести на диаграмму и объяснить составы последовательных скергаардских ликвидусов, выраженных в виде процентного содержания кристаллизовавшейся магмы, используя данные Л. Уэджера и Р. Митчелла. Для этого следует использовать логарифмический масштаб, так как в нем можно ясно показать харак-

* При описании этого примера Дж. Мур и Б. Эванс продемонстрировали значительное перераспределение составляющих оливиновых фенокристаллов в лавах Макаоупи во время кристаллизации основной массы и последующего охлаждения до температур ниже 800 °C в результате интрадиффузии Fe, Mg, Ni и Mn. Они пришли к заключению, что составы оливинов в базальтовых породах отражают составы магм, из которых они кристаллизовались, только в случае образования кристаллов в интрателлурическую стадию и последующего быстрого охлаждения. Этот важный и не совсем обычный вывод необходимо иметь в виду при анализе минералов магматических пород. Несколько парадоксальная ситуация, когда оливин и другие первичные кристаллы, очевидно, могут сохранить свой первоначальный состав в совершенно противоположных условиях по сравнению с быстрым охлаждением, а именно при очень медленном остывании в ассоциации с адкумулатным ростом, когда отверждение и равновесная кристаллизация происходят вблизи температуры ликвидуса.

тер поведения элементов, содержания которых отличаются на несколько порядков.

Остаточные рассеянные элементы, такие как Rb, Y и Zr, относятся к числу тех, которые не входят в кристаллическую структуру формирующихся минералов, и, таким образом, их концентрации повышаются в расплаве в ходе кристаллизации. Максимальная степень их возможной концентрации — это четырехкратное увеличение содержаний, после того как половина расплава кристаллизуется и т. д. Этот теоретически максимальный градиент хорошо определяется прямой с использованием логарифмического масштаба в координатах концентрации — содержание кристаллизовавшегося расплава.

Никель имеет явную тенденцию вхождения в кристаллизующийся оливин, и, следовательно, наблюдается сильное уменьшение концентраций этого элемента в расплаве во время ранних стадий кристаллизации. Аналогично ведет себя и хром.

Титан, оксид железа (III), ванадий и фосфор ведут себя как остаточные элементы, их концентрации увеличиваются в расплаве до тех пор, пока ильменит, магнетит и апатит не становятся кристаллизующимися фазами, после чего концентрации этих элементов в расплаве уменьшаются.

Стронций ведет себя как остаточный элемент до тех пор, пока не начнет кристаллизоваться плагиоклаз, затем его концентрации в расплаве постепенно уменьшаются, поскольку он не всегда фракционируется плагиоклазом.

Изучение концентраций рассеянных элементов в магматических породах дает обширную информацию для описания, определения, классификации и выяснения петрогенезиса серий магматических пород, и в дальнейшем мы будем ссылаться на этот важный раздел в гл. 2—7.

1.6.3.9. Предполагаемое влияние фракционирования на образование серий вулканических пород на примере комплекса Тингмули. Убедительные полевые доказательства гравитационного осаждения кристаллов в качестве причины фракционирования, а также неоспоримые факты кристаллизации затвердевания, приводящей к аналогичной ситуации и, вероятно, еще более эффективной на значительных глубинах (где температуры вмещающих пород не столь сильно отличаются от температур магмы), не оставляют сомнения в том, что фракционирование жидкость—кристалл, не может не учитываться при рассмотрении процесса образования реальных дифференцированных составляющих вулканических серий магматических пород из базитовых родоначальных магм. В случае дискретной ассоциации члены вулканических серий противоположны составляющим серий дифференцированного интрузивного тела. Однако демонстрация фракционирования в этом случае основывается на предположениях и не является столь непосредственной, как можно было бы ожидать.

Породы расслоенной интрузивной серии представляют, с учетом относительных и небольших допущений, последовательные се-

рии солидусных кристаллических продуктов — агрегаты кумулюсных кристаллов. Серии лав, извергавшихся из магматической камеры, в которой происходят процессы кристаллизации и фракционирования, наоборот, будут представлять *ликвидусную генетическую линию*, которая может быть прослежена по сохранившимся лавовым породам.

В качестве примера рассмотрим хорошо обнаженное неогеновое вулканическое сооружение Тингмули (Восточная Исландия), расположенное среди лавовых потоков существенно толеитового состава — продуктов трещинных извержений. Преимущественно афировые, резко порфировые лавы и гипабиссальные породы принадлежат к одному вулканическому комплексу, однако они изменяются по составу от оливинового толеита (через толеит и промежуточные типы пород) до риолита (см. табл. 6). И. Кармайкл наглядно показал, как теоретически можно получить последовательные члены этой серии при фракционировании фаз первичных кристаллов, соответствующих реальным фенокристаллам в наименее сложных членах данной серии.

В табл. 1 показаны: 1) петрографические типы пород, составляющие в действительности непрерывную лавовую серию Тингмули; 2) примерные соотношения этих пород в пределах вулканического конуса, связанного с вулканом Тингмули центрального типа; 3) содержания в них кремнезема; 4) их индексы дифференциации; 5) значения величины M (магнезиальности пород); 6) состав фенокристаллов. Вкрапленники встречаются редко в породах данной серии, и большинство лав представлено афировыми разновидностями, что имеет положительное значение для определения их валового состава, так как афировые лавы наиболее соответствуют составу исходной магмы, за исключением лишь летучих компонентов. В кристаллизующихся фазах фенокристаллов наблюдается определенная закономерность: постепенное изменение состава плагиоклаза и обогащенного кальцием пироксена, как этого следует ожидать в непрерывной серии твердых растворов. При кристаллизации оксидов наблюдается хорошо выраженный разрыв между небольшими количествами раннего хрома и более поздними рудными минералами. Ферромагнезиальные фенокристаллы меняют свой состав от раннего форстеритового оливина через гиперстен и пижонит (эти два вида сравнительно редки, но все же присутствуют иногда в одном и том же образце, например в исландите) до фаялитового оливина. Это образец типичной толеитовой последовательности фракционирования, который довольно сходен с кумулятивной последовательностью в базитовых расслоенных интрузиях толеитового состава.

Следует подробнее остановиться на составе исходной магмы серии Тингмули. Примером вряд ли послужат наиболее основные из присутствующих в данной серии пород — пикритовые базальты с наименьшим содержанием SiO_2 и самыми большими концентрациями MgO , поскольку они являются *аккумулятивными* породами, преимущественно механически обогащенными первичными крис-

Петрологические данные по лавам Тингмули, по данным И. Кармайкла

Тип породы	Примерное соотношение, %	Содержание кремнезема, %	Индекс дифференциации (пределы)	Величина М (средняя)	Состав фенокристаллов
Пикритовые толенты (кумулятивные)	< 1	~ 44	—	—	Хромит, оливин (форстеритовый)
Оливиновые толенты (родоначальные)	7	46—48	19—27	52	Оливин (форстеритовый), плагиоклаз (битовнит)
Толенты	50	49—51	29—34	37	Оливин (форстеритовый), плагиоклаз (битовнит — лабрадор), авгит
Андезитобазальты	18	52—56	45—51	32,5	Плагиоклаз (лабрадор), авгит, магнетит
Исландиты		59—65	61—72	19	Плагиоклаз (А _{п45-40}), ферроавгит, магнетит, гиперстен или пижонит , или оливин (фаялитовый)
Риолиты	21	69—75	74—94	13 (низкокремнеземистые)	Плагиоклаз (А _{п35-30}), ферроавгит, оливин (фаялитовый), магнетит
Пирокласты (преимущественно риолиты)	3	—	—	4 (высококремнеземистые)	

Примечание. Фазы фенокристаллов (выделены жирным шрифтом) почти всегда наблюдаются в порфировых образцах определенных типов пород, в исходных породах могут присутствовать или отсутствовать в отдельных образцах некоторых типов пород, даже в том случае, когда они представлены порфировыми разновидностями.

таллами форстеритового оливина и хромита главным образом в результате гравитационной дифференциации в магматической камере, происходившей до извержения. Излившиеся их эквиваленты не известны. Наоборот, основная масса такой породы должна была бы незначительно отличаться по составу от родоначальной магмы всей серии, поскольку предполагается, что она представляет состав расплава, находящегося в равновесии с ранними фазами кристаллизации. Альтернативой служит предположение о том, что обогащенные магнием афировые лавы скорее всего являются подходящими кандидатами для исходной магмы (поскольку преобла-

дающая ранняя кристаллизация форстеритового оливина приводит к изначальному обеднению жидкости MgO). Эти соображения позволяют сделать вывод о том, что исходная магма серии Тингмули отвечала по составу оливиновому толеиту. Последний является не тем традиционным типом породы, который петрологи предпочли бы видеть в качестве родоначальной магмы, поскольку сравнительно большие количества в лавовых пачках составляют толеиты, объемы которых в восемь раз больше других пород, но, учитывая физическую сущность процессов фракционирования, нет оснований сомневаться в том, почему именно они должны быть главным типом изверженных пород*.

Остановимся подробнее на номенклатуре, используемой при описании пород комплекса Тингмули, поскольку часто возникают типичные трудности, когда происходит смешение петрографической номенклатуры с названиями членов нескольких главных магматических серий, которые принято выделять в настоящее время. Хотя в данном случае они используются как прилагательные, все же термин *пикрит* в точном значении не имеет ничего общего с вулканической породой, а употребляется для обозначения оливинсодержащей плутонической породы ультраосновного состава (массовая доля SiO_2 менее 45 %), объемная доля плагиоклаза в которой более 10 %; кроме того, название пикрит связывается многими петрологами с щелочной породой, содержащей титанавгит. Здесь этот термин используется в связи с обозначением толеитов, обогащенных аккумулятивными первичными кристаллами оливина, — в действительности «океанитов». Основные породы, принадлежащие на самом деле к толеитовой магматической серии, названы несколько необычно для петрологов — оливиновыми толеитами, и эти породы должны были бы иметь в своем составе оливиновые фенокристаллы, хотя этот термин может применяться также для некоторых пород комплекса Тингмули, представленных магнезиальными афировыми толеитами с нормативным оливином, в противоположность породам с нормативным кварцем. Следующие две группы среднего состава (массовая доля SiO_2 52—66 %); в петрографии такие породы издавна принято называть андезитами. Однако, как отмечает И. Кармайкл [32], по химическому составу и составу фено-

* Более того, рассчитанная основная родоначальная магма не всегда может излиться на поверхность. Примером служит пантеллеритовая провинция, расположенная в пределах рифтовых долин Эфиопии и Кении, это крупнейшие скопления экструзивных перщелочных риолитов на Земле. Исходя из распределения концентраций в них рассеянных элементов, С. Уэвер и др. [248] убедительно доказали, что эти породы могли быть образованы в результате фракционирования кристаллов из базальтовой исходной магмы, вероятно, по аналогии с другими пантеллеритовыми породами, некоторые из них относятся к переходному щелочному типу, например промежуточному по составу между толеитом и щелочным базальтом. В самом деле, такие расчеты позволяют считать, что в прошлом, во время длительного проникновения через сравнительно мощную литосферу, происходило значительное фракционирование расплавов и, таким образом, базитовая магма могла в очень небольших количествах или вообще не могла достигать поверхности.

кристаллов, а также тектоническому положению они существенно отличаются от сравнительно широко развитых и хорошо известных «орогенных» андезитов. Таким образом, И. Кармайкл довольно правильно дает новое название *исландит* для обозначения вулканической породы среднего состава, входящей в состав толентово-фракционированной серии, но до некоторой степени не логично возвращается к старому названию андезит при обозначении андезитобазальтов (почему не базальтовый исландит?) — основных конечных членов в ряду исландитов. Подобная номенклатура промежуточных членов различных серий магматических пород создает трудности, поскольку нет достаточного соответствия принятым традиционным названиям. Эта проблема довольно подробно рассмотрена в работе К. Кокса и др. [51] *.

Сравнительно большое содержание кислых пород (около 20 %) в районе Тингмули, несмотря на особенности химического состава, исключает возможность их формирования по модели фракционирования. И. Кармайкл допускает вероятность переплавленных нижних частей коры для образования этих пород. В этой связи Г. Сигурдсон [193] считает возможным переплавление плагиогранитов (которые сами являются продуктами фракционирования низкокальцевых толентовых магм) в тектонической обстановке рифтогенеза (Восточная Исландия, очевидно, была перемещена через район восходящего мантийного потока в результате последовательной аккреции Африканской и Азиатской плит — см. гл. 3), что привело к возникновению риолитовых магм в Исландии. Таким образом, фракционирование, которое обычно привлекают в качестве рабочей гипотезы, не всегда является единственным процессом, приводящим к наблюдаемой дифференциации лавовых серий.

1.6.4. Фильтр-дифференциация

Идея о *фильтр-дифференциации* возникает при рассмотрении взвеси кристаллов (т. е. некоего тела, состоящего из кристаллов и интерстициальной жидкости), значительное фракционирование которой может произойти в следующих случаях: а) за счет сжатия системы, что приведет к уплотнению кристаллов и возможной концентрации некоторого количества жидкого остатка (действие «фильтр-прессинга»); б) за счет действия только силы тяжести, когда в кристаллической взвеси осаждаются и уплотняются относительно тяжелые кристаллы, а в верхних частях концентрируется жидкость. Последний случай позволяет объяснить изменение состава минералов в вертикальном разрезе кольцевой дайки Глен-Море, район Мулл. Однако другие убедительные примеры дифференциации основных магматических пород под воздействием такого механизма отсутствуют. Действительно, во время реальной аккумуляции кумулусных кристаллов, вероятно, сопровождающей

* Кокс К., Белл Дж., Панхерст Р. Интерпретация изверженных пород. М., Мир, 1982.— Прим. пер.

ся их незначительным уплотнением, должно было бы произойти относительное перемещение жидкости вверх. Тем не менее кристаллическая взвесь является только частью сложной системы, подвергающейся воздействию гравитационных процессов осаждения. Учитывая такие факторы, как сравнительно небольшие различия в плотности между кристаллами и магмой, сравнительно высокую вязкость магм и роль адкумулусного роста при быстро уменьшающихся количествах жидкости в кристаллической взвеси, представляется незначительным действием такого механизма при фракционировании в основных породах, которые обычно встречаются в анорогенных условиях, где маловероятно «сжатие» во время кристаллизации. Однако ситуация может быть совершенно отличной в случае гранитных «мигм», внедрявшихся в кат- и мезозональных условиях в обстановке сжатия, о чем свидетельствует магматическая полосчатость, характерная для этих образований. В таких условиях богатые и пересыщенные водой, обедненные силикатными компонентами флюиды, состав которых приближается к эвтектическому, могут отжиматься вверх с образованием сравнительно более лейкократовых интрузий или даже отделяться от родительского тела и концентрироваться в верхних горизонтах, или образовывать мигматиты в краевых зонах, минералогия которых не отражает общего состава исходной магмы.

Обширный исторический обзор возможных процессов, приводящих к фильтр-дифференциации, приведен в работе Г. Пропаха.

1.6.5. Автоинтрузия

Автоинтрузия является результатом хрупких деформаций затвердевшей части кристаллизующейся магматической камеры, что объясняется охлаждением или сжатием; в таком случае интерстициальная жидкость должна будет мигрировать, заполняя трещины растяжения или другие пустоты, которые образуются во время продолжающейся кристаллизации. Автор наблюдал интересный пример пузыристого толеита из Исландии, в котором часть остаточной жидкости, очевидно, сконцентрировалась в виде небольших сферических пузырьков и кристаллизовалась с образованием вещества более лейкократового характера, чем средний состав породы, что привело к сильной дифференциации, хотя и в очень незначительном масштабе. В несколько большем объеме такого типа дифференциация проявляется в виде дециметровых гранодиоритовых жил, прорывающих краевые зоны и вмещающие породы некоторых толеитовых силлов, таких как силл Палисадес. Сиенитовые жилы и включения в силлах щелочных базальтов, а также в силле Шонкин-Саг (см. разд. 1.6.3.6), имеющие состав, сравнимый с продуктами фракционирования из исходных магм, могут образоваться таким же путем и представляют удобный материал для опробирования при иллюстрации направленности фракционирования на последней стадии кристаллизации. В еще более значительном масштабе этот процесс проявляется при образовании недиф-

ференцированных ферродиоритовых и ферроадамеллитовых тел, обнаруженных в верхних частях крупной анортозитовой интрузии Мичикамау и которые могут представлять собой автоинтрузию остаточных жидкостей в зоны растяжения затвердевшей кровли этого комплекса; аналогично их составы могут дать представление о направлении эволюции фракционирующей магмы.

1.6.6. Фракционирование в процессе извержения типа «палящих туч»

Один из весьма специфичных и впечатляющих видов фракционирования наблюдается в продуктах извержений типа «палящих туч», в которых, очевидно, наблюдается тенденция к концентрации крупных объемов более мелких обломочных компонентов при воздействии потоков ветра, переносящих пепел во время извержений [185]. Это выражается в образовании тонкого пеплового слоя, обогащенного вулканическим стеклом (которое представляет жидкую фракцию магматической камеры), игнимбритового покрова обогащенного кристаллами (кристаллическая фракция магмы), а также в накоплении обломков пород. На основании этого главного типа фракционирования и часто наблюдаемых вариаций состава в закалочных фациях объясняется изменение состава игнимбритовых покровов по вертикали и латерали, чему способствует тенденция сравнительно легких пемзовых фрагментов к всплыванию и возможности их переноса на большие расстояния, по сравнению с обломками пород во время лавово-пепловых извержений. Так или иначе, образцы игнимбритов (некоторые из них действительно обогащены кристаллическими компонентами) могут быть в значительно большей степени фракционированы, чем следовало бы ожидать, исходя из очевидной однородности этих пород в отдельном обнажении.

ГЛАВА 2

СЕРИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

2.1. ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Неослабевающий интерес к составу и распределению повторяющихся ассоциаций изверженных пород всегда был лейтмотивом петрологии изверженных пород, что хорошо показано в обобщении наблюдений Р. Дели; у подобных ассоциаций, несмотря на различия, существует в среднем определенная степень сходства. Использование на протяжении многих лет таких терминов, как провинция, линия родства, свита, сообщество, ассоциация, семейство, серия, группа, родословное дерево, клан, род и кровное родство, отражает выделение петрологами совокупностей магматических пород в соответствии с их интуитивным понятием порядка, существующего в этом отношении в природе. Предназначение указан-

ного предмета заключается в решении задач распознавания и определения серий магматических пород с последующим соотношением каждой серии с глобальной тектоникой. В настоящее время эти взаимоотношения находятся в центре всеобщего внимания.

Из ранних концепций распознавания магматического родства показательны следующие: 1) выделение Дж. Иддингом в 1894 г. «щелочных» и «субщелочных» групп — концепция, которая не была достаточно ясно продумана, чтобы служить основанием классификации в то время; 2) выявление Х. Розенбушем в 1907 г. отличий между «щелочными породами» (щелочная серия) и «известково-щелочными породами» (кальциево-щелочная серия); 3) разделение А. Харкером в 1909 г. магматических пород на «атлантические» и «тихоокеанские» группы, к которым он причислил породы щелочного и субщелочного происхождения. Эти последние наименования относились к определенным сериям щелочных вулканических пород, выявленных на небольших островах Атлантического океана, и к андезитовым ассоциациям Тихоокеанского орогенного пояса соответственно*.

К выделенным группам в 1914 г. Ф. фон Вольфом была добавлена «арктическая» свита континентальных платобазальтов, а в 1921 г. П. Нигли — «средиземноморская» свита существенно калиевых лавовых потоков. «Спилитовая» свита Х. Девея и Дж. Флета всегда рассматривалась частью петрологов как сомнительно обоснованная, поскольку для нее характерны исключительно породы с вторичной минералогией. Вернувшись к петрографическим критериям, А. Холмс отличал «щелочные породы», в которых относительное обогащение щелочами объясняется обязательным наличием натрийсодержащих амфиболов и пироксенов и (или) фельдшпатоидов, от получивших более широкое развитие «кальциево-щелочных» пород, для которых характерны отсутствие минералов из любой вышеупомянутой богатой щелочами групп и присутствие вместо них типичных полевых шпатов, авгита или амфибола.

Вышеизложенные попытки выявить отличия у различно названных групп, серий, линий родства, свит магматических пород не позволили сделать выбор между всеобъемлющими химическими и (или) минералогическими признаками, с одной стороны, и географическим (тектоническим) местоположением — с другой (см. обсуждение этой темы у Ф. Ю. Левинсон-Лесинга).

Г. Тиррелл в 1926 г. выдвинул идею различных «сообществ», представленных следующими группировками: спилитовые, трахибазальтовые, арктические и средиземноморские породы, а также кварцевые долериты и кварцевое габбро, гранодиорит-андезиты, анортозит-чарнокиты, ийолит-мельтейгиты + нефелиновые сиени-

* Отметим, однако, что Исландия, наибольший остров в Атлантике, сложена в основном толеитовыми базальтами и взаимосвязанными с ними типами пород, которые не являются щелочными по своей природе. С другой стороны, в Тихом океане имеется несколько примеров явно щелочных свит, особенно на островах Самоа и Таити, а также на Гавайских островах, которые, подобно Исландии, состоят преимущественно из толеитовых пород.

ты — все это в пределах двух обширных подразделений на щелочные и кальциевые породы. При этом учитывалось, что породы в пределах сообществ могут быть подразделены на различные «группы» и даже далее — на «кланы». В пределах каждого такого подразделения были показаны подобным образом обрисованные индивидуальные породы, генетически взаимосвязанные допустимыми процессами дифференциации.

В то же самое время важная экспериментальная работа Н. Боуэна и других исследователей получила широкое распространение, в результате чего стало общепринятым мнение о том, что кристаллическое фракционирование является ведущим фактором процесса дифференциации. Утверждение действительности фракционирования, пространно подкрепленное и позволяющее увязывать породы в магматические серии, как ни странно, препятствовало прогрессу адекватного выделения этих серий как таковых. Н. Боуэн правильно определил мафические породы в качестве исходной магмы для всех других пород во фракционированной серии, но, по-видимому, пропустил чрезвычайно важный момент: выделение различных исходных мафических магм. Снова и снова он отклонял возможность других исходных мафических магм, за исключением толеитовой, допуская лишь, что толеиты, несомненно, являются наиболее распространенным типом мафической магмы. Но то, что обобщение Н. Боуэна в целом способствовало развитию науки, само по себе действовало как препятствие на пути дальнейших работ по реальному выделению различных серий магматических пород. Следуя правилам кристаллизации, в соответствии с процессами фракционирования, а также исходя из других общих представлений о процессах дифференциации, столь ясно изложенных Н. Боуэном, петрологи всего мира довольно много времени тратят на доказательство (полевыми исследованиями) всего этого в ущерб разъяснению процессов дифференциации. К тому же так называемая «гранитная дискуссия» отвлекла внимание многих петрологов*. Учитывая тот факт, что петрологи, имевшие дело с вулканизмом и магматическими породами в поле, вплотную столкнулись с разнообразием последних, не удивительно, что они сконцентрировали свои усилия в первую очередь на понимании взаиморасположения и последовательности кристаллизации лав и магмы, тогда как глобальное значение магматической активности ускользнуло от их внимания. Новая глобальная тектоника была научной революцией в конце 60-х годов, создав сразу как необходимое, так и достаточное основание для выделения серий магматических пород. Номенклатура этих серий, как мы увидим, идет в разрез с традиционной классификацией, но не заменяет ее как для полевых, так и для других целей.

* Многие гранитные породы «плутонической ассоциации» никогда не проходили полностью через стадию расплава, так что они не соотносимы с какими-либо исходными мафическими магмами и, следовательно, противостоят сериям магматических пород, которые рассматриваются здесь. Их изучение является задачей другого главного направления магматической петрологии.

2.2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРМИНОВ

Провинция (магматическая или петрографическая) — это выделяемый конкретный район, в пределах которого магматическая деятельность имела место на протяжении определенного отрезка времени. Данный термин имеет строгое значение, так что совсем не обязательно требовать, чтобы магматические породы, расположенные в какой-либо одной провинции, были как-нибудь генетически связаны, хотя, разумеется, петрологи должны пытаться найти определенные генетические соотношения. Чтобы дать некоторое представление о масштабах времени и пространства, относящихся к понятию *провинция*, приведем в качестве их примеров такие классические районы, как: 1) центральная часть Северного острова Новой Зеландии с временем развития от позднего плиоцена до настоящего; 2) Гавайский архипелаг с историей активного конструктивного вулканизма на протяжении последних 10 млн лет; 3) Исландия, история вулканизма которой охватывает последние 16 млн лет (обратим внимание на то, что современный вулканизм в Исландии может быть в дальнейшем подразделен на «субпровинции»; подразделение, основанное на систематических и согласованных особенностях состава исходного типа магмы на различных площадях; 4) палеоген-неогеновые вулканические области Гебридских островов и Северной Ирландии; 5) регион Осло в Норвегии в пермское время.

Свита — это обычное скопление магматических пород в отдельной провинции, с не большим и не меньшим генетическим содержанием, чем это относится к термину провинция.

Под *серией магматических пород* можно вполне обоснованно подразумевать ассоциацию пород, генетически взаимосвязанных известными процессами дифференциации. Если подобная ассоциация повторяется в некоторых определенных провинциях, то допущение, что она представлена генетически взаимосвязанной серией магматических пород, а не является просто случайным набором, конечно же, получает дополнительное подтверждение. Если провинция фактически определяема (предметами спора могут быть лишь ее подразделение и требующие доказательств ограничения в пространстве и во времени), то концепция серии магматических пород представляет собой гипотезу, которая должна пройти обычную, хорошо знакомую геологам проверку временем в процессе ее принятия путем сравнения и детального исследования. В пределах одной провинции может иметь место более чем одна серия магматических пород. Например, как Гавайская, так и Британская палеоген-неогеновая провинция включает в себя две главные серии (толеиты и щелочные базальты).

Исходная (материнская) магма определяется как магма, которая способна образовать путем последовательных процессов магматической дифференциации всевозможные типы пород в любой определенной магматической серии. Если эти процессы дифференциации являются в основном процессами фракционирования, что

наиболее вероятно для всех серий магматических пород, кроме плутонических гранитных ассоциаций, тогда исходная магма должна удовлетворять определенным условиям. Аккумулятивные породы должны обладать самой высокой ликвидусной температурой по сравнению с любой породой в данной серии. Она также должна иметь такой набор главных и рассеянных элементов, чтобы последовательное вычитание из него составов наблюдаемых или вычисляемых фаз при фракционной кристаллизации давало бы в результате состав остаточных пород в серии. Типы мафических магм в действительности полностью отвечают этим условиям, и большинство серий магматических пород носят на этом основании имя их мафического родоначальника. Другая характерная черта исходной магмы, которая, как видно, является количественной для любой особой провинции, по-видимому, определяется обстоятельствами, реализующимися не во всех случаях. Например, интенсивное фракционирование может иметь место в пределах земной коры и дать в результате извержения относительно большее количество развитых членов в серии, очевидно, даже при исключении представителей продуктов кристаллизации общепринятой исходной магмы на или около поверхности. И наоборот, денудация в более древних провинциях может частично или полностью удалить вулканические породы, что даст, как неизбежный результат, резкое возрастание относительного количества более развитых фельзических членов серии в любых сопровождающих высокий уровень интрузиях.

Использование термина *исходная магма* подразумевает, что она не соответствует ни *первичному расплаву*, образованному процессами частичного плавления в пределах мантии, ни *родоначальной магме*, сформированной последующими процессами отделения в обособленных расплавленных телах. Наоборот, исходная магма определяется в более обычных терминах, используемых для обозначения материала, достигшего земной коры, в пределах которой, относительно неглубоко, имеет место документально подтвержденная дифференциация — серии магматических пород. Очевидно, что между зарождением и отделением первичной магмы в мантии и ее последующим поступлением в верхние части земной коры в качестве исходной магмы первичная магма в процессе подъема сама могла подвергнуться фракционированию, взаимодействовать с окружающими породами и т. д. Также не вызывает сомнения тот факт, что изменяющиеся давление и температура приводят к дифференциации. Понятно и требование выделять характерных представителей предполагаемой исходной магмы среди пород серии, доступных наблюдению; по крайней мере такой материал обеспечивает реальную отправную точку для определения серии*.

* Термин *исходная магма* также обычно применяется петрологами-магматистами в несколько ином контексте, когда его относят к первоначальной магме отдельной дифференцированной интрузии, определенной часто по составу охлажденных краев. В этом смысле термином исходная магма обозначается магма, относящаяся к некоторой серии магматических пород, но обязательно исходная магма этой магматической серии.

2.3. ТОЛЕИТЫ И ЩЕЛОЧНЫЕ БАЗАЛТЫ

Толейты — наиболее распространенные мафические вулканические породы среди образований, слагающих земную кору, их, вероятно, на два порядка больше по сравнению с другими мафическими породами. Среди других пород наибольшее развитие получили щелочные базальты. Так что ввиду абсолютного преобладания по распространенности толейтов и щелочных базальтов и, как следствие, их большей значимости в истории эволюции идей о сериях магматических пород уместно рассмотреть в данной работе эти две группы в историческом контексте.

Одной из первых дифференцированных магматических серий, выделенных в составе вулканических и гипабиссальных пород, была серия в Малле (Шотландия), где «тип плато-магмы», представленный потоками лавы, образующими плато, отделен от пород «непорфинового центрального типа», сложенных потоками лав в пределах кальдеры. Третий предложенный тип базальтовой магмы, «порфиновый центральный тип», менее удачный, он иллюстрирует трудности, которые могут завести в тупик вследствие возможной аккумуляции фенокристаллов в порфировых тонкозернистых породах, в результате чего обобщенный состав этих пород не соответствует движению по какой-либо ликвидусной линии. А. Харкер на вариационных диаграммах показал, что «непорфиновый центральный тип», вероятно, связан через предполагаемые процессы фракционной кристаллизации с пересыщением средних и кислых пород. Эту серию дифференцированных пород, названную «нормальной магматической серией Мулл», сейчас следовало бы именовать толейтовой магматической. В настоящее время следует также признать, что «тип плато-магмы» сходным образом объединен с мудиеритами и трахитами в отдельную магматическую серию щелочных базальтов (возможно даже представляет две отдельные подсерии [207], но это не было четко сформулировано авторами Муллских ученых записок, которые предпочли рассматривать происхождение одного главного типа базальтов от другого.

В 30-е годы были определены формальные химические и минералогические критерии различия этих двух главных, исходных базальтовых типов магмы и связанных с ними магматических серий, а также установлено их глобальное распространение. В то время они рассматривались как толейтовый и оливин-базальтовый типы магмы.

В 50-е годы предпринималось дальнейшее уточнение данного вопроса, которое привело к следующему: 1) для выделения типов магмы были использованы химические параметры в дополнение к минералогическим; 2) было признано определяющим более высокое содержание щелочей в типе магмы, который У. Кеннеди назвал оливиновым базальтом, и, как следствие, этот тип магмы и связанная с ним серия пород были переименованы в серию щелочных оливиновых базальтов; 3) было показано, что толейты широко раз-

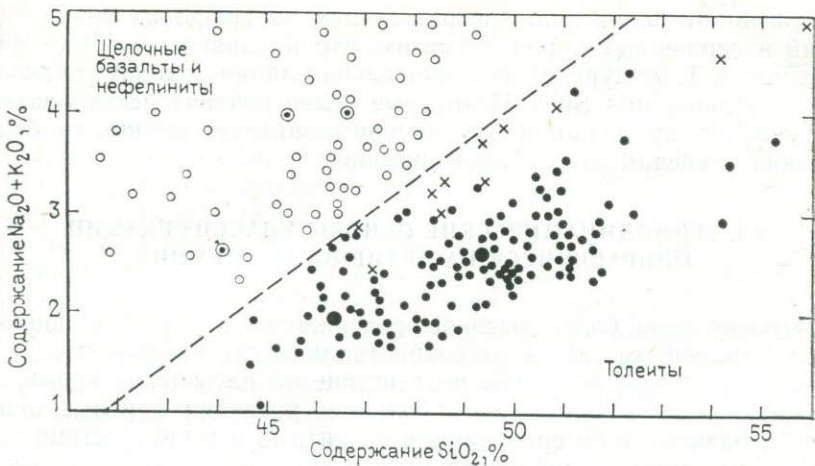


Рис. 7. Диаграмма щелочи по отношению к кремнию (анализы базальтовых пород Гавайских островов).

Диагональная прерывистая линия — эмпирическая граница между породами с толеитовой минералогией (точки) и породами с минералогией щелочных базальтов и нефелинитов (кружки), по Г. Макдональду [131]; усредненные анализы толеитов — большие точки, а пород серий щелочных базальтов — большие кружочки с точкой. Для сравнения нанесены анализы толеитов серии Тингмули (крестики), по И. Кармайклу [32]

виты в океанической обстановке, а не ограничены только площадями континентальной коры.

В экспериментальных работах петрологами отмечено [237], что составы этих обоих типов базальтов могут быть продемонстрированы с помощью хорошо известного «базальтового тетраэдра», основанного на относительных CIPW-нормативных соотношениях d_i , ab , Q , ep , fo , pe , и что решающим для их разделения по составу являются температурные условия при низких давлениях.

Продолжавшиеся работы на массивных неизменных вулканических породах Гавайского архипелага петрографически ясно выявили два контрастных типа базальтов, а также связанные с ними фракционированные серии: толеиты — андезитовые породы — риолиты и щелочные базальты — гавайиты — муджнериты — бенмориты — трахиты. Простая вариационная диаграмма А. Харкера свидетельствует, что достаточно прямой линии, чтобы эффективно разделить анализы основных членов этих двух серий (рис. 7). Этим самым было введено широкое использование химических дискриминантов, в целях отделения толеитов от щелочных базальтов последний термин сейчас предпочтительнее более длинного — «оливиновый щелочной базальт», который был образован из «оливинового базальта» Кеннеди. При более общем рассмотрении подобные разделяющие линии могут быть использованы для отделения субщелочных пород от щелочных; каждая группа подразумевает возможность подразделение, примером чего являются толеиты и щелочные базальты. Эта простая диаграмма была предшественником все возрастающей приверженности к использованию химических

дискриминантов, наглядно выражающих на графиках разделение серий изверженных пород. Отметим, что на диаграмме Дж. Макдональда и Т. Кацуры разграничительная линия доходит только до 52,4 % содержания SiO_2 . Некоторые более поздние исследователи произвольно продолжили эту дискриминантную линию до более высоких значений содержания кремния.

2.4. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ КЛАССИФИКАЦИИ, ОПИРАЮЩИЕСЯ НА АКТИВНОСТЬ КРЕМНИЯ

Относительно более высокое содержание щелочей в широко распространенном классе тонкокristаллических мафических пород оказывает резко выраженное воздействие на насыщение кремнием, выражающееся в значительно большем развитии оливина в щелочных базальтах по сравнению с толеитами и в присутствии оливина совместно с фельдшпатоидами в еще более щелочных типах пород. В данном случае содержание SiO_2 , рассматриваемое совместно с другими компонентами, образованными главными оксидами силикатной магмы, определяется как «недосыщение». Количественным выражением этой идеи эффективной концентрации SiO_2 в расплаве является *силикатная активность* [34]. Она определяется как отношение (при постоянной температуре) фугитивности SiO_2 в жидкой фазе магмы к фугитивности того же компонента в стандартном состоянии, которое должно быть оговорено, например в силикатном стекле. Другими словами, активность кремния измеряется разницей между его химическими потенциалами в жидкой фазе лавы и в стандартном состоянии, в силикатном стекле. Активность SiO_2 можно определить путем термодинамического расчета, хотя для природных магм эти вычисления будут чрезвычайно сложными. Однако ее вычисляют и более легким путем — на основе простых реакций, которые связывают минеральные парагенезисы, наблюдаемые в отдельной серии магматических пород. Результаты этих вычислений, взятые из работы И. Кармайкла с соавторами [34], показаны в несколько упрощенной форме на рис. 8. Из этого рисунка следует, что реакции от (i) до (iva) или (ivb) являются граничными и образуют термодинамическую основу для выделения пяти полей серий магматических пород, которая определяется типом исходной мафической магмы в соответствии с данными табл. 2. В этой таблице порядок возрастания щелочности напоминает классификацию основных пород, оливин означает форстерит, а ферромагнезиальный пироксен — либо отдельную ферромагнезиальную пироксеновую фазу, либо ферромагнезиальный компонент в недосыщенном кальцием авгите. Использование реакции перовскит \rightleftharpoons сфен в качестве нижнего предела базанита основано на наблюдении, что перовскит и полевоид шпат никогда не встречаются вместе в вулканических породах. Здесь показаны две возможные реакции, включающие конечные члены серии мелилитового твердого раствора — (ivā) и (ivb).

Конечно, все это может служить лишь для приближенного определения активности кремния в природных магмах и лавах, поскольку приведенные реакции основываются на конечных членах серий твердых растворов. На практике, наряду с наличием очевидных промежуточных членов в оливинах, пироксенах, плагиоклазах и меллилитах, имеются затруднения, связанные, например, с присутствием недосыщенного жадеита ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$) или молекулы Чермака ($\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$) в авгите щелочных базальтов и более щелочных мафических пород. В процессе дальнейшего рассмотрения становится очевидным, что определенные трудности связаны с калием. Помимо встречающегося в качестве примеси в плагиоклазах и нефелине, он в некоторых щелочных мафических породах может стать количественно главным элементом, и тогда получают развитие самостоятельные фазы калиевых минералов. Активность кремния в реакциях (v) и (vi) делит общее поле диаграммы на части, соответствующие калийсодержащим минеральным фазам: ортоклазу, лейциту и кальсилиту.

Было бы явной перестраховкой пытаться доказать, что последовательные шаги при вычислении CIPW нормы недосыщенных пород (а именно последовательные превращения гиперстена в оливин, альбита в нефелин, ортоклаза в лейцит, диопсида в кальциевый ортосиликат и лейцита в кальсилит) имеют, по-видимому, достаточное термодинамическое обоснование, так как эти шаги были аргументированы в первую очередь наблюдениями часто встречающихся минеральных парагенезисов.

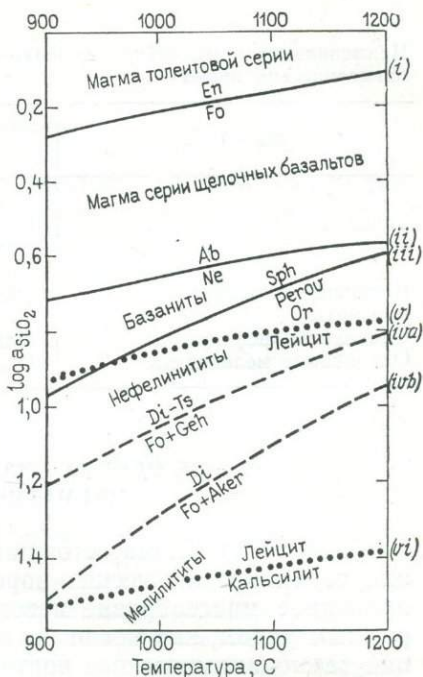


Рис. 8. Графики $-\log a_{\text{SiO}_2}$ относительно температуры для следующих реакций, которые определяют поля различных магм и их серий (объяснение см. в тексте):



Наименования и модальная минералогия мафических членов серий магматических пород

Тип пород	Модальная минералогия
Толенты	Оливин в реакционном соотношении с ферромагнезиальным пироксеном, плагиоклаз, авгит
Щелочные базальты	Оливин, плагиоклаз, авгит
Базаниты	Оливин, нефелин, плагиоклаз, авгит
Оливиновые нефелиниты	Оливин, нефелин, авгит
Оливиновые мелилититы	Оливин, нефелин, авгит, мелилит

2.5. ОСНОВА КЛАССИФИКАЦИИ СЕРИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Главная проблема, стоящая на пути разработки классификации серий магматических пород, заключается в том, что все их природное многообразие невозможно представить единым непрерывным рядом, как могло бы показаться на первый взгляд с позиций термодинамического континуума, на что и было в свое время указано И. Кармайклом с соавторами. В качестве примера можно привести три группы серий магматических пород, частично перекрывающихся в поле активности кремния: 1) толенты океанических хребтов, которые в определенной степени противостоят толеитам океанических островов; 2) набор серий вулканических пород ОПСЗ — от толеитов до щелочных базальтов, отличающийся от параллельного ряда толеитов и щелочных базальтов, расположенных в пределах площадей развития океанической коры; 3) сравнительно богатые калием серии из щелочных пород, встречающиеся как в пределах кратона, так и в пределах ОПСЗ.

Этот же самый недостаток (невозможность представить природную совокупность пород в качестве единого последовательного ряда) присущ также трем другим часто используемым самостоятельным «спектральным» параметрам щелочности, в которых щелочи изменяются относительно CaO , SiO_2 и $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO})$ соответственно.

Первый, *серийный, индекс Пикока* основывается на простой вариационной диаграмме А. Харкера, на которой сумма щелочей и извести наносятся относительно SiO_2 . Так как в любой серии магматических пород с увеличением концентрации SiO_2 возрастает содержание щелочей, а содержание извести уменьшается, то для любой конкретной проанализированной серии магматических пород будет характерно количество SiO_2 , при котором достигается равновесное состояние:

$$\text{массовая доля } \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} (\text{в } \%) = \text{массовой доле } \text{CaO} (\text{в } \%). \quad (3)$$

Содержание кремния в процентах, определенное подобным образом и обычно округленное до ближайшего целого числа, известно как *щелочно-известковый индекс*. При прочих равных условиях серии магматических пород будет присуща большая щелочность (т. е. исходная магма богаче щелочами), которая достигнет точки равновесия при более низком содержании SiO_2 и, таким образом, будет представлена более низким щелочно-известковым индексом. Некоторые серии, дающие различные щелочно-известковые индексы, были рассмотрены М. Пикоком и объединены в четыре группы.

Щелочные	51
Щелочно-кальциевые	51—56
Известково-щелочные	56—61
Кальциевые	61

Второй параметр, щелочной индекс А. Ритмана (σ), сравнительно более популярный на Европейском континенте, определяется как

$$\sigma = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2 / \text{SiO}_2 - 43. \quad (4)$$

Более щелочные серии будут иметь максимально высокие величины σ . Параметр подобран эмпирически таким образом, чтобы оставалась некоторая константа при вычислении индекса для любой породы какой-либо определенной серии при различном содержании SiO_2 . Однако Дж. Райт [230] считает, что выводы с использованием этого индекса не являются удовлетворительными при повышенных содержаниях SiO_2 .

Третий параметр, «простое щелочное отношение»

$$(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / [\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})], \quad (5)$$

был предложен Дж. Райтом [230], который показал на графиках прекрасное выделение на его основе полей, обозначенных им как известково-щелочное (+толеиты), щелочное и агпаитовое. Выражение может быть представлено в виде $(1+x)/(1-x)$, где $x = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO})$, избегая таким образом умножения величин меньших единицы.

Утверждая, что мы не можем расположить все наши серии в одной простой последовательности, как же нам в таком случае приступить к их описанию? Полагаемся ли мы на наблюдаемые минералогические различия между сериями в стиле классической петрографии или нам необходимо ориентироваться на более сложные различия, как, например, в обзоре Т. Ирвина и У. Барагара [108]? Может быть, напротив, надо придерживаться очевидных природных группировок, таких как те, что мы в настоящее время обоснованно различаем, прослеживая их связь с глобальной тектоникой? Или же, наконец, имеется достаточное единство взглядов, чтобы продвинуть вперед генетическую таксономию, базирующуюся на рассмотрении петрогенезиса магмы в мантии?

Решение, принятое в настоящей книге,— взять явные природные группировки серий магматических пород в их взаимосвязи с глобальной тектоникой за основу, исходя из этого описать в гл. 3—5 минералогию, химию и характерные отличия серий магматических пород, отложив рассмотрение докембрийских магматических пород, часть которых не имеет современных аналогов. Такой вид группировки в соответствии с природными ассоциациями не нов.

2.6. ПОЛЕЗНЫЕ ПАРАМЕТРЫ, ИНДЕКСЫ И ВАРИАЦИОННЫЕ ДИАГРАММЫ

Из многочисленных параметров, индексов и вариационных диаграмм, основанных на химическом составе, отображена часть, которая используется в следующих четырех главах. Некоторые из них, наиболее общепринятые для определения вариаций в пределах серий магматических пород, для облегчения ссылок рассматриваются ниже.

Важно отметить, что критерии с использованием состава применяются для двух главных целей: а) чтобы указать стадию дифференциации в пределах данной серии и б) чтобы найти отличия между различными сериями. Если контекст подходящий, то некоторые вариационные диаграммы могут с пользой выполнять обе функции и тогда важно помнить, какая цель преследуется.

Как мы видели в гл. 1, спуск по линии ликвидуса, т. е. изменение жидкой фазы магмы, подвергающейся дифференциации, лучше всего проследить путем анализов афировых лав. Петрологи обычно пытаются воспроизвести этот вид систематического химического изменения в пределах серии на вариационных диаграммах. Чем ближе отдельные точки лежат к сглаживающей кривой и чем они многочисленнее, тем больше доверия тому факту, что имеется некоторая систематическая причина изменения, такая, например, как фракционирование.

Одной из таких вариационных диаграмм является традиционная *диаграмма Харкера* (с историей использования, восходящей от классической «Натуральной истории изверженных пород» А. Харкера, издана в 1909 г.), в которой различные главные оксиды наносятся относительно кремнезема в качестве абсциссы (рис. 9). Двойкий смысл этого состоит в том, что содержание SiO_2 обычно показывает наибольшее арифметическое изменение в пределах любой серии магматических пород и что содержания SiO_2 , по-видимому, возрастают при фракционировании. Однако недостатком этой диаграммы является то, что базальты могут в значительной степени подвергнуться раннему фракционированию, которое в результате котектической кристаллизации оливин+плагноклаз+авгит не окажет сколько-нибудь существенного воздействия на содержание SiO_2 в расплаве. Обоснованием этого служат стехиометрические содержания кремния, приведенные в табл. 3. Ранняя котектическая кристаллизация и фракционирование сопоставимых долей оливина (возьмем, для примера, Fo_{90} , плагноклаза,

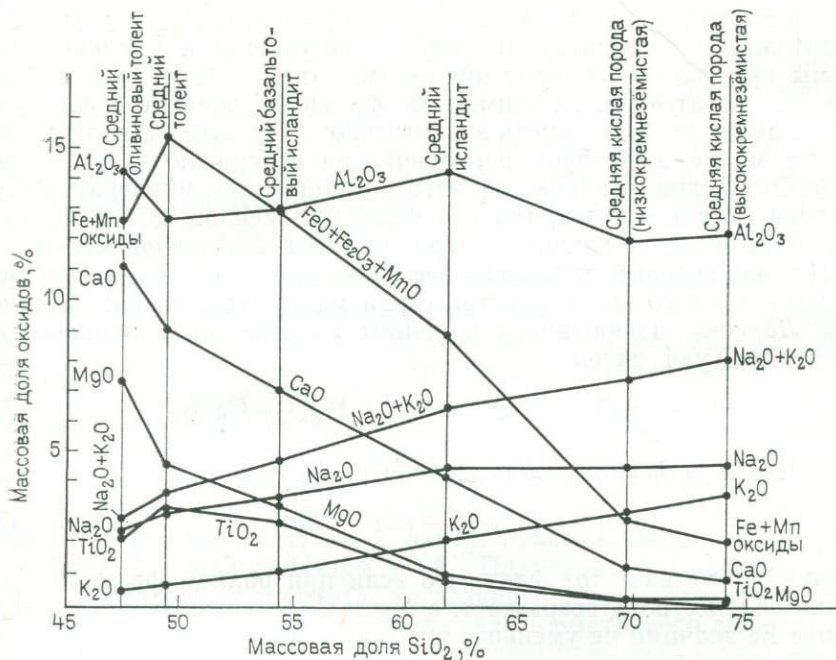


Рис. 9. Вариационная диаграмма Харкера для серии толеитовых лав Тингмули (Исландия) [32]

Таблица 3

Стехиометрическое содержание кремния в минералах мафических пород

Минерал	Идеализированные конечные члены серий твердых растворов	Формула	Массовая доля SiO ₂ , %
Оливин	Форстерит,	2MgO · SiO ₂	43
	фаялит	2FeO · SiO ₂	29
Авгит	Диопсид, геденбергит	CaO · MgO · 2SiO ₂	56
		CaO · FeO · 2SiO ₂	48
Ферромагнезиальный пироксен	Энстатит, ферросилит	MgO · SiO ₂	60
		FeO · SiO ₂	45
Плагиоклаз	Анортит, альбит	CaO · Al ₂ O ₃ · 2SiO ₂	43
		Na ₂ O · Al ₂ O ₃ · 6SiO ₂	69
Непрозрачные минералы	Хромит, магнетит, ильменит	FeO · Cr ₂ O ₃	Нуль
		FeO · Fe ₂ O ₃	Нуль
		FeO · TiO ₂	Нуль
Нефелин		Na ₂ O · Al ₂ O ₃ · 2SiO ₂	42
Лейцит		K ₂ O · Al ₂ O ₃ · 4SiO ₂	55
Амфибол	—	—	~ 38—42

Ап₇₅, и пироксена из серии диопсид — гендербергит с 20 % гендербергитового компонента) приведут в результате к удалению из магмы кристаллов, содержащих соответственно 41,5; 50 и 54,5 % SiO₂. Следовательно, их совместное фракционирование в сопоставимых долях не будет иметь значительного эффекта на количество SiO₂ в магме, в которой первоначально содержалось его около 48 %. Одно лишь удаление оливина на ранних стадиях фракционирования не много стоит, так как удаление оксидов, нефелина или амфибола может увеличить содержание SiO₂ в основной магме.

Индекс, который дает наиболее подходящий размах на абсциссе для основного конца спектра серий магматических пород, — *индекс Ларсена*, появившийся в ранних работах по вулканической серии Сан-Хуан, равен

$$\frac{1}{3} \text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} - (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO}). \quad (6)$$

Имеется модифицированный индекс Ларсена

$$\frac{1}{3} \text{Si} + \text{K} - (\text{Ca} - \text{Mg}), \quad (7)$$

который объясняет тот факт, что если при раннем фракционировании количество K возрастает, а Mg и Ca уменьшается, то содержание Fe значимо не уменьшается (на самом же деле содержание Fe возрастает до средних членов толентовой серии).

Другая распространенная вариационная диаграмма предусматривает использование прямоугольных координат для нанесения главных оксидов не относительно содержания SiO₂ или образованных на его основе индексов, как в вариационных диаграммах Харкера и Ларсена, а относительно *индекса дифференциации* (DI), равного

$$\text{DI} = \text{Q} + \text{or} + \text{ab} + \text{ne} + \text{lc}, \quad (8)$$

т. е. суммы CIPW нормативных Q+or+ab+ne+lc. В действительности, как показали К. Торнтон и О. Татл, любой конкретный состав CIPW будет представлен только тремя из этих нормативных минералов, поскольку нормативный фельдшпатоид появляется лишь в случае отсутствия кварца, а процедура вычисления CIPW превращает весь альбит в нефелин, прежде чем ортоклаз будет преобразован в лейцит даже в более недосыщенных кремнием породах. Индекс дифференциации, используемый в качестве абсциссы, служит эффективным «расширителем» для представления изменений в содержании главных оксидов в пределах любой определенной магматической серии, особенно для основных пород. Однако исходные мафические магмы более щелочных серий магматических пород будут иметь индексы дифференциации, отличные от таковых исходной магмы толентов за счет присущего им более высокого содержания щелочей, которое компенсируется наличием несколько большего количества натрия в нормативном нефелине, нежели в альбите, имеющим большую относительную молекуляр-

ную массу на единицу содержания натрия, чем нефелин. Продолжающееся фракционирование в пределах серии неумолимо приводит к породам с очень высокими величинами DI, достигающими 100.

Модификацией DI является *индекс фракционирования* (FI), предназначенный Р. Макдональдом специально для того, чтобы справиться с пересыщенными высокощелочными породами:

$$FI = Q + or + ab + ac + ns, \quad (9)$$

т. е. он соответствует сумме CIPW нормативных $Q + or + ab + ac + ns$. Этот индекс отражает наблюдение Д. Бейли и Дж. Шерера, которые установили, что высокощелочные фельзитические расплавы претерпевают фракционные изменения не по направлению к системе петрогенного остатка, а по направлению к эвтектикам, обогащенным щелочными силикатами. У него аналогичны как обоснование, так и применение, но он не столь широко используется, как DI.

Еще два индекса схожестью своих названий приводят к определенным затруднениям. Первый, *индекс кристаллизации* (CI), предложенный А. Полдерваартом и А. Паркером, равняется сумме CIPW нормативных анортита, магнезиального диопсида, вычисленного из общего нормативного диопсида, нормативного форстерита, плюс нормативный энстатит, пересчитанный на форстерит, магнезиальной шпинели, вычисленной из нормативного корунда. Второй, индекс отвердевания (SI), который предложил Х. Куно, может быть представлен в виде

$$SI = 100 \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}). \quad (10)$$

Так как процесс фракционного выделения плагиоклаза приводит к обогащению расплава натрием и калием относительно кальция, а темноцветных силикатов — к подобному обогащению железом относительно магния, то зачастую демонстрационные вариационные диаграммы (рис. 10) выявляют обогащение на основе этих двух отношений. Явное увеличение крутизны кривой объясняют включением магнетита в число котектически кристаллизующихся фаз. Большое число точек на или близко к непрерывной кривой (причем каждая представляет проанализированный состав лавы, идеально афировой) явно свидетельствует в пользу подразумеваемого допущению о том, что они действительно взаимосвязаны.

Вариационная диаграмма AFM (или FMA) используется в виде треугольника, чтобы показать относительные части щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), оксидов железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) и оксида магния (MgO). На рис. 11 показаны (для сравнения) тенденции, выявленные при изучении лав Тингмули и при расчете расплава Скергаард. Вариационная диаграмма AFM наглядно показывает значительное обогащение железом, которое, как было установлено, характеризует средние породы, принадлежащие фракционированной серии толентов, вероятно, из-за того, что интенсивное фракционное выделение железа из расплава должно предполагать кристал-

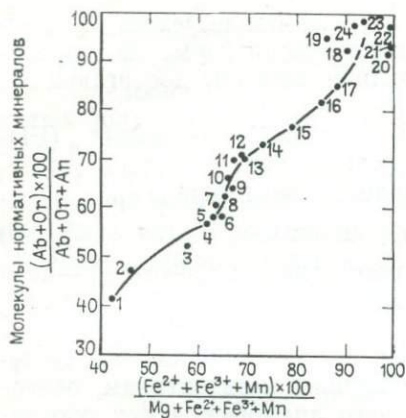


Рис. 10. Представление анализов толеитовой серии Тингмули на диаграмме. По И. Кармайклу [32].

Ордината — нормативное отношение полевых шпатов $[(Ab+Or) \times 100] / (Ab+Or+An)$; абсцисса — отношение химических элементов $[(Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn) \times 100] / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$

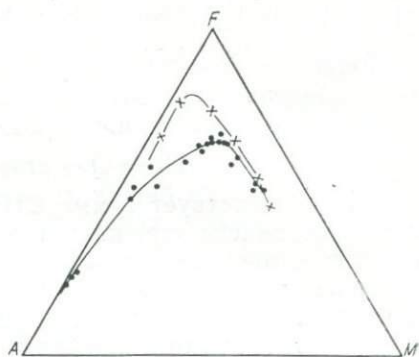


Рис. 11. Составы лав Тингмули (точки) и рассчитанные составы расплава Скергаард (крестики) на диаграмме *AFM*. По И. Кармайклу [32].

A — $Na_2O + K_2O$; *F* — $FeO + Fe_2O_3$; *M* — MgO .

лизацию магнетита — сравнительно позднего события в истории кристаллизации толеитовых расплавов, для которых свойственны особенно низкие начальные отношения Fe_2O_3/FeO . При сравнениях, основанных на этой вариационной диаграмме, необходимо быть внимательным, так как некоторые авторы, для того чтобы избежать случайных изменений, вызванных выветриванием, отмечают общее железо как оксид железа (II) — т. е. они обычно используют $FeO + 0,9 Fe_2O_3$ для компонента *F*, а другие даже используют содержание элементов вместо процентов оксидов [а именно $(Na + K) : F : Mg$]. Использование этих меняющихся компонентов в различных диаграммах, конечно же, дает в результате искажение трендов изменения состава, которые, собственно, и пытаются выявить исследователи.

Другой параметр дифференциации в пределах серии основан на отношении Mg/Fe . Главным доводом для его использования является то, что фракционное отделение темноцветных силикатов, в которых отношение Mg/Fe всегда относительно выше, чем в кристаллизующемся силикатном расплаве, дает в результате значительное последовательное снижение этого отношения в процессе эволюции серии. Другим основанием для использования этого отношения служит, как показали в своей работе Ф. Ройдер и Р. Эмсли [183], существование коэффициента распределения между отношением Mg/Fe кристаллизующегося оливина (ранняя кристаллизационная фаза фактически во всех мафических магмах) и таким же отношением мафического расплава, где эта кристаллизация происходит. Следовательно, по мере приближения к одно-

родности в верхней мантии будет достигаться определенная общая ограниченная сверху величина отношения Mg/Fe в расчетных мафических расплавах, которые находились в равновесии с усредненной верхней мантией (хотя локальное увеличение степеней частичного плавления может привести к образованию в первичной магме магмы со значительно большим отношением Mg/Fe). Было предложено много вариаций отношений Mg/Fe . Часть из них была рассмотрена автором этой книги и Е. Хассеем [104], которые предложили магнезиальность определять как

$$\text{отношение } Mg = 100 Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+} + Mn^{2+}), \quad (11)$$

а после соответствующего исправления отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} , для пород, которые могли подвергнуться посткристаллическому окислению, как

$$\text{значение } M = 100 Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+} + Mn^{2+} + Fe^{3+}). \quad (12)$$

Магнезиальность определена подобным образом, с использованием только оксида железа (II), из-за того, что это более удобно при обсуждении составов фенокристаллов оливина, магм и мантии, в той или иной степени связанных с распределением Mg^{2+}/Fe^{2+} . При вычислении значения M , очевидно, не делается допущений, подразумевающих коррекцию отношения оксид железа (II)/оксид железа (III), содержащихся в необработанных аналитических данных, и, таким образом, эта величина имеет полезное применение для целей сопоставления. Рис. 12 — графическое представление магнезиальности для проанализированных содержаний MgO и FeO . Величина M может быть получена из того же самого графика путем добавления 0,9 содержания Fe_2O_3 к содержанию $(FeO + MnO)$. Числа в верхнем и правом краях дают магнезиальность оливинов, сосуществующих в равновесии с расплавами с различной магнезиальностью в соответствии с уравнением, которое приводят Ф. Ройдер и Р. Эмсли [183].

Вариационные диаграммы различных видов могут быть использованы с целью показать контроль, осуществляемый при фракционировании специфическим составом первичных кристаллов на снижение ликвидусной линии. Например, на рис. 13 по оси абсцисс отложено содержание MgO , показывающее эффект удаления или аккумуляции кристаллов оливина или авгита (определенного состава) для выборки анализов лав из вулкана Картала, Большие Коморы, Коморские острова [201]. Точки, соответствующие составам аккумулятивных пород (анкарамитам), лежат ближе к точке на линии, соединяющей составы оливина и авгита, а точкам, отражающим составы магмы, претерпевшей фракционирование, присуща склонность линейно удаляться от той же точки, так как в этих породах оливин и авгит являются в тех или иных пропорциях единственными фазами фракционной кристаллизации. Учитывая обоснованное допущение о «шуме» данных, который вызывают аналитические ошибки и изменение количества фенокристаллов, колеблющееся от породы к породе, графики на рис. 13 в целом со-

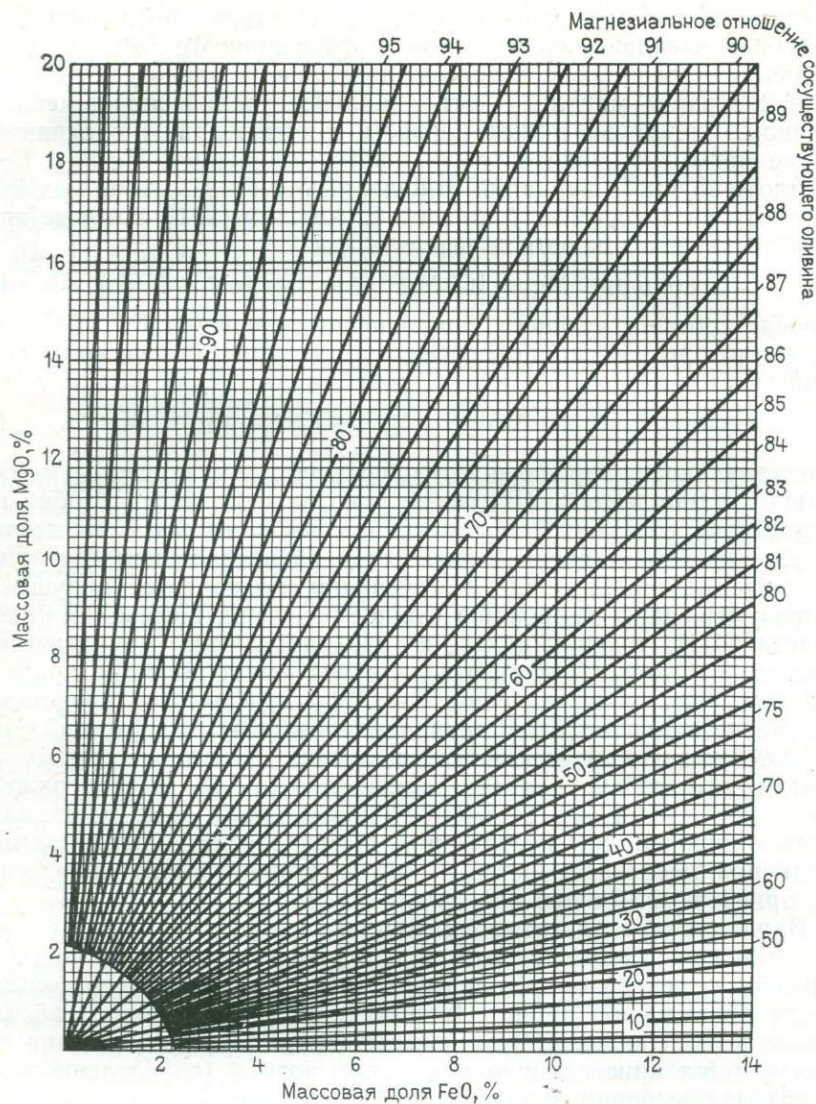


Рис. 12. Графики, позволяющие на основе содержаний MgO и FeO определять магнезиальность, диагональные линии, радиально расходящиеся из левого нижнего угла.

Величина M может быть получена таким же образом — путем добавления $0,9 \text{ Fe}_2\text{O}_3$ к содержанию FeO. Числа в верхнем и правом краях соответствуют магнезиальности оливинов, сосуществующих в равновесии с расплавами с различной магнезиальностью в соответствии с уравнением, которое приводят Ф. Ройдер и Р. Эмсли [183]. Магнезиальность оливина всегда больше, чем обычно используемое содержание F_o в оливине, выраженное в массовых долях (в %). Например, F_{o90} соответствует магнезиальности 92,9, F_{o80} — магнезиальности 85,4

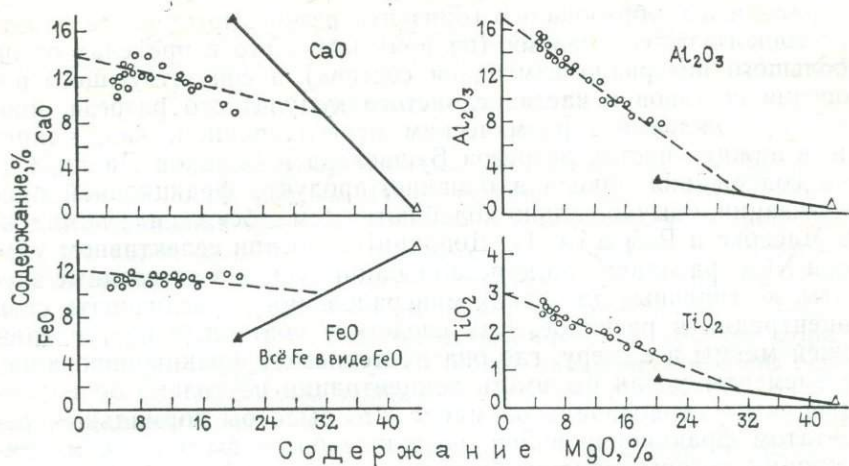


Рис. 13. Анализы пород серии щелочных базальтов вулкана Картала (Большие Коморские острова), нанесенные на вариационные диаграммы некоторых главных элементов, построенные относительно содержания MgO.

Непрерывные линии соединяют составы фенокристов оливины и авгита. Пунктирные линии — линии, выявляющие связь пород в серии, проведены от усредненного отношения фенокристаллов оливины/авгит в аккумулятивных анкармитовых членах серии через составы других пород. В соответствии с исследованиями Д. Стронга [201]

гласуются с простой моделью фракционирования. Отметим, что модели этого типа, чтобы соответствовать действительности, должны обязательно проверяться по каждому химическому элементу.

Сущность необходимого вывода заключается в том, что наиболее обоснованным показателем фракционирования служит просто процентное содержание первоначальной магмы, претерпевшей кристаллизацию (см. исследование Л. Уэджера, посвященное составам расплава интрузии Скергаард). Присутствие преимущественно остаточного элемента Zr, концентрации которого систематически возрастают в расплавленной фазе по мере кристаллизации, также может быть успешно использовано в вариационных диаграммах при описании изменения других компонентов.

Объяснение двух вышеизложенных подходов предпринято Ф. Барбери и др. [12]. В этой работе фракция (f) исходной магмы, представленная любым составом остаточного расплава, оценивается путем сравнения с содержанием C_e , выбранного из набора других остаточных элементов: Ce, La, Zr, Hf.

2.7. ТРУДНОСТИ, ВОЗНИКАЮЩИЕ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ ПРОЦЕССОВ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ

Сложность анализа рассеянных элементов при снижении ликвидусной линии, связана с периодическим пополнением исходной магмой камеры, в которой происходило фракционирование. В пределах расслоенной кумулатной последовательности пород это мог-

ло приводить к образованию горизонта резко выраженного обратного тонкого переслаивания (на практике часто в пределах очень небольшого интервала изменения состава) и сопутствующего повторения составов в частях слоистого кумулатного разреза, иногда сопровождаемого ритмическим переслаиванием, как, например, в нижних частях разрезов Бушвельда и Великой Дайки. Однако содержания никеля в оливине, продукте фракционной кристаллизации, обычно сильно колеблются (см. обсуждение комплексов Маскокс и Рам в гл. 1). Дополнительно при селективном удалении Ni из расплава при кристаллизации оливина рассеянные элементы, не типичные для таких минералов, могут увеличивать свои концентрации в расплаве. Как следствие повторных поступлений свежей магмы в камеру, где она претерпевает фракционирование, эти элементы могли бы иметь концентрации не только более высокие, чем в первоначальной магме, что было бы нормальным результатом фракционирования, но также более высокие, чем концентрации, которые должны были бы достигаться при непрерывном фракционировании невосполняемой магматической камеры. Математический расчет этого, вероятно, значительного, эффекта осуществлен М. О'Хара [155], и не исключено, что придется иметь его в виду при пользовании «метками» рассеянных элементов, которые помогают выявить отличия между различными сериями магматических пород (см. обсуждение у Р. Панхерста [158]).

Другая сложность обусловлена различными скоростями осаждения фаз первичных кристаллов разной плотности, значительно более медленным осаждением кристаллов плагиоклазов по сравнению с осаждением мафических кристаллов. Некоторое пространство магматической камеры может выполнять буферные функции как за счет осаждения кристаллов из него, так и компенсированного осаждения кристаллов в него из вышележащих уровней. Однако селективное фракционирование путем осаждения первичных кристаллов с различными скоростями могло приводить к обогащению кристаллами плагиоклазов верхних частей камеры, в которой магма подвергается фракционированию. Очевидно, эти два процесса необходимо привлечь к результатам углубленного исследования порфирировых базальтовых пород Соломоновых островов [49, 124], так как действительно имеются многочисленные примеры «фельдшпафировых» мафических пород, которые, похоже, не соответствуют простым моделям фракционирования.

Эти сложные модели, включающие в некоторой степени условия «открытой системы», вероятно, более реалистичны, чем простая модель фракционирования, хотя они соответственно более сложны для моделирования. Возможно, в будущем этим соображениям будет уделено больше внимания.

На последних страницах было обращено внимание в основном на способы дифференциации в пределах серий магматических пород. Отличия между различными сериями магматических пород характеризуются специфическими особенностями, которые рассмотрены в последующих главах.

3.1. ОКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА

Протяженность системы океанических хребтов мира составляет приблизительно 60 тыс. км. На основании вектора, осредняющего векторы движения плит, по данным Х. Ле-Пишона, и сведений о возрасте коры, приведенных другими исследователями, можно получить среднюю скорость спрединга равную 2,6 см/год. Принимая среднюю мощность океанической коры за 6,5 км, можно подсчитать, что ежегодно вдоль системы океанических хребтов образуется $6 \cdot 10^4 \times 5,2 \cdot 10^{-5} \times 6,5 = 20,3 \text{ км}^3$ новой океанической коры основного состава. Скоростью спрединга условно считается половина полной скорости растяжения, которое обычно оказывается симметричным. Обратим внимание также на то, что длина мировой системы тектонически активных хребтов аналогично оценивается в 53 700 км, а средняя половинная скорость спрединга — в 2,74 см/год [223].

Менее четко определен и задокументирован спрединг, проявляющийся за островными дугами Скотиа, Малой Антильской, Тонга, Изу-Бонин, Японской и Алеутской [139]. Тем не менее можно аналогичным образом, принимая максимальную протяженность дуг примерно за 7000 км, а среднюю скорость спрединга равной 1,5 см/год, подсчитать дополнительное количество новой океанической коры, образующейся в этой тектонической обстановке, равное $1,4 \text{ км}^3/\text{год}$.

При такой суммарной скорости в $21,7 \text{ км}^3/\text{год}$ (округлим ее до $21,5 \text{ км}^3/\text{год}$) для создания всей существующей океанической коры, составляющей около 65 % поверхности Земли, понадобилось бы немногим более 100 млн лет. Эта цифра хорошо согласуется с триасовым возрастом древнейшей известной океанической коры, а также позволяет принять в расчет и существующие представления о разнообразном возрасте океанической коры, и факт, что большая часть коры намного моложе триасовой.

Это общее среднее количество ежегодно внедряющейся основной магмы, необходимой для формирования океанической коры, велико — более чем на порядок выше скорости наблюдаемого субэриального вулканизма. Оно требует выведения на коровый уровень, главным образом вдоль системы океанических хребтов, в среднем 690 м^3 основной магмы в секунду! Это тем более загадочно, что не зафиксировано человеком, а геологи, кроме очень немногих, не подозревали об этом до 1960 г. Плотность опробования вещества океанической коры по сравнению с континентальной корой чересчур низка. Даже там, где отбор образцов проведен, он представляет собой буквально царапанье границы раздела кора — вода.

Такой некондиционный отбор образцов подушечных лав либо при помощи драгирования или неглубокого бурения, либо с не-

давнего времени при участии подводных автономных средств позволяет почувствовать, как нелегко получить эти данные. Принятие корреляции между офиолитовыми сериями и океанической корой дает неоценимое дополнительное измерение; однако следует иметь в виду, что мафические части офиолитовых разрезов обычно либо тектонически неполны, либо перекрываются вулканитами предположительно различной природы. Более того, изучение этих мафических пород в офиолитах чрезмерно осложнено вторичными изменениями, следующими за метаморфизмом захоронения, что дает повод для дискуссий о магматическом родстве, как, например, в случае с классическим офиолитовым разрезом массива Тродос на Кипре [78].

3.2. БАЗАЛЬТЫ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

Полученные образцы базальтов срединно-океанических хребтов (БСОХ), как правило, либо имеют афировую структуру, либо содержат вкрапленники оливина или плагноклаза, или того и другого. Большинство из них является по составу оливиновыми толеитами. Ранние исследователи находились под впечатлением поразительного однообразия данных БСОХ. Оно в значительной степени подтверждалось дополнительным отбором образцов и анализами [30, 120], а также, как мы увидим, изменялось по мере поступления дополнительных данных.

В табл. 4 представлены три усредненных химических анализа. Было установлено, что средние квадратические отклонения их невелики. Данные этих анализов идентичны. Наибольшее расхождение между индивидуальными анализами было обнаружено в значениях FeO и Fe_2O_3 . Несмотря на усилия, направленные на сбор только свежего материала, можно допустить, что в нескольких образцах оказались породы, подвергшиеся позднему или послекристаллизационному окислению, в результате чего увеличились содержания Fe_2O_3 . Возможно, первоначальные содержания Fe_2O_3 не превышали 1,5 % [120], а отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ приближалось к 0,15 [26].

О чем же может свидетельствовать состав главных элементов, если принять, что средние составы лав, собранных с границы раздела порода — вода, имеют какую-либо значимость при обобщениях? По сравнению с базальтами вообще содержание большинства основных оксидов не необычно. Содержание MgO и CaO обычно высоки; содержание TiO_2 , однако, несколько понижено, P_2O_5 низко и K_2O очень низко.

Важным отличительным признаком различных серий магматических пород стало содержание рассеянных элементов, особенно во вторично измененных (см. гл. 8). Низкие (до очень низких) содержания Ti , P и K свидетельствуют о еще более заметном обеднении состава БСОХ, даже по сравнению с другими мафическими породами [85], группой рассеянных элементов, известной как несовместимые рассеянные элементы.

Средние химические и нормативные составы CIPW некоторых базальтов срединно-океанических хребтов в сравнении со средним базальтом и содержания (в г/т) избранных рассеянных элементов в базальтах срединно-океанических хребтов в сравнении со средним базальтом

Элемент	А. Средние химические составы (%)				Б. Содержания рассеянных элементов, (г/т)			
	1	2	3	4	5	6	7	
SiO ₂	49,34	49,13	49,11	49,5	Rb	<10	~2	39
Al ₂ O ₃	17,04	16,31	15,85	15,9	Sr	130	169	544
Fe ₂ O ₃	1,99	2,41		3,0	Ba	14	—	303
FeO	6,82	7,85	11,38*	8,0	Y	43	50	31
MnO	0,17	0,20	0,18	0,17	Zr	95	131	116
MgO	7,19	7,82	7,76	6,6				
CaO	11,72	10,84	11,21	10,0	Ni	97	253	90
Na ₂ O	2,73	2,92	2,73	2,7	Co	32	80	40
K ₂ O	0,16	0,21	0,22	1,0	Cr	297	360	168
TiO ₂	1,49	1,61	1,42	1,9				
P ₂ O ₅	0,16	0,07	0,14	0,33				
H ₂ O ⁺	0,69	0,56		0,9				
H ₂ O ⁻	0,58	0,32						
Всего	100,08	100,25	100,0	100,0				
ог	1,0	1,3	1,3	6,0				
аб	23,4	24,9	23,1	23,1				
ап	34,2	31,0	30,1	28,6				
ди	19,2	18,5	19,9	15,8				
гг	11,9	8,8	9,5	15,0				
ол	4,6	9,4	9,6	3,9				
мт	2,6**	3,0**	3,4**	3,2**				
ил	2,9	3,1	2,7	3,2				
ар	0,4	0,2	0,3	0,8				
Значение М	59,3	57,7	54,5	52,0				

Примечание. А. Составы главных элементов: 1 — средний состав океанического толентового базальта (по К. Энглу); 2 — средний состав пяти свежих базальтов хребта Карлсберга, 5° 30' с. ш. (по Дж. Канну); 3 — средний состав, пересчитанный на безводной основе (по Дж. Канну), по 94 избранным анализам базальтов океанического дна (пересчитано на 100%); 4 — средний базальт (по В. Менсону).

Б. Содержания рассеянных элементов: 5 — среднее в океанических толентовых базальтах (по К. Энглу); 6 — среднее в свежих базальтах хр. Карлсберга (по Дж. Канну); 7 — среднее арифметическое по всем базальтам (по М. Принцу).

* Суммарное железо приводится как FeO.

** Fe₂O₃/(FeO+Fe₂O₃) пересчитано на 0,2.

Несовместимые рассеянные элементы — это обычно элементы с большим ионным радиусом (так называемые рассеянные «крупноионные» литофильные элементы КИЛЭ), но они включают и другие элементы с высокой валентностью, которые еще не заняли положений в узлах кристаллической решетки верхне-мантийных минералов. В кристаллических решетках этих минералов, включающих оливин, ортопироксен, клинопироксен, шпинель или гранат, обычно преобладают места для двухвалентных элементов с небольшим ионным радиусом. По

этой причине несовместимые элементы стремятся в большей или меньшей степени выделиться в расплавленную фазу, образовавшуюся в результате частичного плавления мантии. Было обнаружено, что эти элементы в том понимании, какое приведено выше, включают щелочные элементы K, Rb и Cs, щелочно-земельные элементы Sr и Ba, редкоземельные элементы (РЗЭ) и тяжелые элементы, такие как Ti, Zr, P, Ta и Nb.

Таким образом, несовместимые элементы образуют группу, почти полностью совпадающую с группой остаточных рассеянных элементов, которая обсуждалась в гл. 1, а также стремятся сконцентрироваться в расплавленной фазе во время фракционной кристаллизации магмы. Причина этого та же — несовместимость с узлами кристаллических решеток твердых фаз, находящихся в равновесии с расплавленной фазой. Однако в случае остаточных элементов группа твердых фаз, кристаллизующихся котектически из базальтовой магмы, содержит кроме железомagneзиальных силикатов плагноклаз, ильменит, магнетит и апатит, так что поведение Sr, Ti, V и P значительно отличается от поведения остаточных элементов, хотя все эти элементы несовместимы по данному выше определению.

Содержания этих элементов и такие отношения, как K/Na и Na/K, в целом низки в БСОХ, а иногда чрезвычайно низки; некоторые сравнительные данные включены в табл. 4.

Отметим, что из петрогенетической дискуссии будет ясно, как низкое содержание несовместимых рассеянных элементов в БСОХ коррелируется с их первичными родоначальными расплавами, происходящими из значительно «обедненных» мантийных источников. Обедненная мантия связана с источником, гипотетически, возможно, претерпевшим один или более предшествующих циклов частичного плавления, в течение которых общее содержание несовместимых элементов должно было значительно снизиться в связи с их предпочтительным вовлечением в мигрирующие на ранних стадиях расплавы.

Другой отличительной чертой БСОХ считается низкое содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) с более или менее равномерным распределением и спорадической слабой отрицательной европейской аномалией при «нормировании» * содержаний РЗЭ по хондритовым метеоритам.

* Лантаниды с относительной атомной массой 57—71, обычно приравниваемые петрологами к РЗЭ, аналогичны им по своим химическим свойствам, но сильно отличаются по распространенности. Причина представления данных по содержаниям РЗЭ в магматических породах, таким образом (см. рис. 19), следующая. Распространенность РЗЭ в определенных хондритовых метеоритах, которые, по существующим представлениям, соответствуют веществу первозданной Солнечной системы (см. гл. 6), предположительно равняется распространенности РЗЭ в первичной Земле. Эти содержания должны в равной степени увеличиться в первичной силикатной мантии после первичного фракционирования на мантию и кору приблизительно в два раза. Следует ожидать, что любое последующее частичное плавление мантии вызовет заметное возрастание концентрации РЗЭ в расплавленной фракции (как в случае со всей группой несовместимых элементов), причем чем меньше будет содержание расплава, тем выше концентрации РЗЭ. Распространенность различных элементов РЗЭ относительно друг друга (которая, как предполагается, показывает значение, приведенное по хондритам) должна, однако, оставаться неизменной при частичном плавлении или других процессах до тех пор, пока не вступят в действие другие факторы, оказывающие на нее влияние и, возможно, имеющие большое петрогенетическое значение, такие как дифференцированное распределение РЗЭ на основании их размеров между расплавом и мантийным материалом. Например, гранат, кото-

Если бы это обобщение было верным, то оно привлекло бы внимание исследователей (см. у Х. Пучелта и Р. Эммермана [174] дискуссию об «удивительной изменчивости», обнаруженной у нормированных по хондритам образцах РЗЭ некоторых базальтов океанического дна). Равномерное распределение РЗЭ в БСОХ заставляет предположить, что вторые не претерпели в своей истории равновесия с гранатом в качестве остаточной мантийной фазы и, таким образом, были образованы при частичном плавлении мантии на небольших глубинах (см. гл. 7). Более того, некоторые БСОХ обнаруживают слабое относительное обеднение La и следующими непосредственно за ним легкими РЗЭ [120]. Это в сочетании с низким общим содержанием РЗЭ также свидетельствует об их происхождении из обедненного мантийного источника, так как какой бы ни имела мантия минеральный состав, она не могла бы последовательно производить расплавы, настолько обедненные легкими РЗЭ, исключительно за счет фракционирования кристаллической и жидкой фаз.

Поскольку по своему низкому содержанию РЗЭ и других несовместимых элементов БСОХ ближе (чем какие-либо другие серии магматических пород) к хондритовым метеоритам, то было предположено, что базальты по характеру являются «первозданными», т. е. наиболее близкими к веществу первичной мантии. Однако после некоторого размышления становится ясно, что это довольно свободно принимаемое предположение ни в коем случае не допускает близкой генетической связи с первозданной мантией. Напротив, БСОХ вполне могут характеризоваться низким содержанием несовместимых элементов благодаря тому, что они выделились из обедненной мантии, которую отделяет от первозданной

рый при относительно высоких давлениях, соответствующих глубинам более 80 км, скорее сохранится в остаточной мантийной фазе или в виде компонента эклогитового фракционирования, в значительной степени мог фракционировать более тяжелые РЗЭ (которые имеют относительно небольшие ионные радиусы благодаря лантанидному сжатию) из расплавленной фазы. Более легкие РЗЭ в таком случае скопились бы в расплаве, который уравновешен с гранатом или в меньшей степени, но по той же причине, с клинопироксеном. Фракционирующее воздействие на РЗЭ оливина или ортопироксена ничтожно.

Европий с относительной атомной массой 63 является единственным РЗЭ, который может быть частично двухвалентным при магматических условиях, и в таком окисленном состоянии он стремится вести себя в геохимическом плане аналогично Sr. Он также достаточно мал для того, чтобы приблизиться по размерам к кальцию и до некоторой степени приниматься в кристаллическую решетку плагиоклаза. Следовательно, выделение из магмы плагиоклаза должно было бы вызвать нормализацию содержания европия в полученном расплаве, слегка обедненном по отношению к соседним с ним РЗЭ, образуя, таким образом, отрицательную аномалию европия. Отметим, что относительная распространенность Eu^{2+} по сравнению с Eu^{3+} в магме и, следовательно, возможность связывания Eu^{2+} в течение кристаллизации плагиоклаза будут зависеть от степени окисления магмы (тем же образом, что и соотношение Fe^{2+} к Fe^{3+}), так что это является усложняющим фактором при оценке значительности аномалий европия [91].

Обзор упомянутых и других аспектов геохимии РЗЭ приведен Г. Хенсоном.

мантии по крайней мере один этап частичного плавления. Это соображение очень важно при рассмотрении следующей серии — толеитов океанических островов.

Базальты срединно-океанических хребтов также характеризуются низкими начальными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, колеблющимися между 0,7023 и 0,7033. Между величиной этого отношения и близостью пород к океаническим островам, расположенным на или возле срединно-океанических хребтов, таких как Исландия и Азорские острова, в местах предполагаемых выходов мантийных потоков (см. 33), существует определенная закономерность. Базальты на большом удалении от этих участков обычно имеют низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7023—0,7027), тогда как БСОХ, например, с территории действия проекта FAMOUS в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта приблизительно между $36^{\circ}30'$ и 37° с. ш. в 225—275 км от Азорских островов, имеют довольно узко ограниченные начальные отношения — 0,70288—0,70307 [219], а сами азорские лавы характеризуются более высокими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, сгруппированными около значения 0,7034. Эти изменения также согласуются с происхождением БСОХ из обедненного мантийного источника с аномально низким отношением Rb/Sr , получившимся в результате одного или нескольких этапов частичного плавления. В работах Г. Фора и Дж. Пауэлла отражены современные взгляды на геологию изотопов стронция и основы геологии изотопов.

Содержание хрома в БСОХ умеренно высокое: в среднем составляя 297—360 г/т, изменяется от 160 до 460 и от 220 до 460 г/т соответственно в десяти и трех анализах. Эти данные хорошо согласуются с ранним фракционированием хромсодержащей шпинели. То же самое можно в общем сказать о концентрациях никеля (среднее 97 и 226 г/т, колеблется от 58 до 140 и от 180 до 320 г/т). Р. Кей с соавторами обнаружил, что в 33 образцах БСОХ содержания никеля обычно колеблются между 70 и 170 г/т, более высокие его концентрации указывают на более высокую степень корреляции с возрастающими значениями MgO . Минимальные содержания никеля были отмечены в некоторых богатых железом базальтах хребта Хуан-де-Фука. Поскольку он в значительной степени фракционируется форстеритом, наиболее ранним и в общем случае самым обычным минералом силикатной фенокристаллической фазы в БСОХ, это согласуется с данными по некоторым породам, представляющим собой продукты фракционирования. Следовательно, хотя базальты по наличию кремнезёма, несомненно, образуют единую группу (содержание SiO_2 обычно составляет от 48,5 до 50 %), из данных по рассеянным элементам можно с уверенностью заключить, что часть их претерпела значительное фракционирование.

Таким же образом Р. Хекиниан с соавторами [97], В. Брайн и Дж. Мур [28] дали петрографическое и геохимическое описание 80 образцов подводных базальтовых лав, собранных с площади центральной рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта

длиной 8 км и шириной 4 км вблизи 36° 49' с. ш. В настоящее время это наивысшая плотность отбора образцов с площадей системы океанических хребтов. Породы, собранные из осевой зоны шириной 1 км, представлены оливиновыми базальтами и пикритовыми базальтами, содержащими фенокристаллы оливина и мелкие вкрапленники пикотита. Эти породы имеют относительно высокие содержания MgO, Ni и Sr, а также и высокие значения *M*. Непосредственно по краям этой осевой зоны было обнаружено большое разнообразие петрографических типов пород — от афировых базальтов до базальтов с вкрапленниками полевых шпатов (фенокристаллы плагиоклаза составляют до 35 %). Некоторые из порфировых базальтов содержат три фазы фенокристаллов: оливиновую, плагиоклазовую и авгитовую (фенокристаллы авгита, как правило, довольно редки). В последних типах пород доказательство фракционной кристаллизации, особенно заметной котектической кристаллизации в породах с тремя фазами образования фенокристаллов, подкрепляется относительно более низким *M*-значением компонентов стекловатой основной массы. По мощности внешнего слоя палагонита и оксида марганца выясняется, что, хотя обычно относительно фракционированные типы пород древнее, чем относительно более близкие к исходной магме породы в осевой зоне, они все же значительно моложе, чем спрединг и возникновение коры, над которой они были извергнуты. Р. Хекиниан с соавторами [97] делает вывод:

«Вышеприведенные отношения указывают на то, что лавы различных типов были извергнуты из неглубоко залегающей зональной магматической камеры сквозь трещины, распространенные по всей ширине внутри рифтовой долины и ориентированные параллельно ей. Дифференциация сопровождалась остыванием и кристаллизацией плагиоклаза, оливина и клинопироксена по направлению к краям камеры. Холмы, расположенные в центре долины, созданы нагромождением преимущественно первозданных лав, слагающих также и самые молодые потоки. В противоположность этому, по обеим сторонам осевой части рифтовой долины происходили более мелкомасштабные и менее частые извержения более дифференцированных лав».

Внутри группы пород, образцы которых были отобраны и проанализированы Р. Хекинианом и др., содержания TiO_2 и K_2O в стекловатой основной массе изменялись аналогично содержанию SiO_2 и противоположно изменению содержания MgO и значений *M* в основной массе (рис. 14). Этот тип изменения заставляет предположить, что фракционирование оливина, наиболее распространенного минерала фазы фенокристаллов почти во всех фракционированных типах пород, играло главную роль в контроле последовательных составов расплавов. Массовая доля TiO_2 , например, меняется в два раза от 0,7 до 1,4 % в группе БСОХ, опробованной на некоторой небольшой территории. Даже если бы Ti вел себя в течение фракционирования как совершенно идеальный остаточный элемент, то с помощью этих цифр можно было бы предположить 50 %-ное фракционирование фенокристаллов из расплавов, по-прежнему остававшихся основными по содержанию кремнезема и базальтовыми по минералогии в случае кристалли-

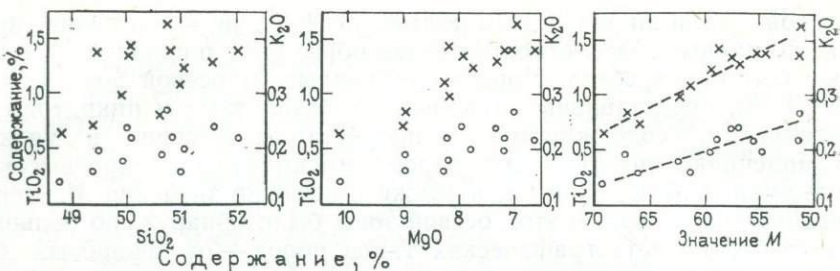


Рис. 14. График содержаний TiO_2 (крестики) и K_2O (кружки) относительно соответственно SiO_2 , MgO , и значений M $100 Mg/(Mg + \text{суммарное Fe})$ для составов стекловатой основной массы пространственно ограниченной группы базальтов срединно-океанических хребтов

зации. Особо следует отметить, что содержание MgO (или лучше, по-прежнему, значение M) — более последовательный признак дифференциации, чем содержание SiO_2 . Относительно больший разброс значений концентрации K_2O на рис. 14, возможно, частично вызывается относительно более грубой ошибкой при анализе малых количеств вещества, что приводит к появлению преувеличенных цифр, или взаимодействием с морской водой. Титан устойчив при слабых процессах вторичных изменений, а калий высоко подвижен (см. гл. 8).

Итак, при любом обобщении, касающемся геохимии базальтов срединно-океанических хребтов, необходимо учитывать (среди остальных факторов) значительную степень фракционирования, на которую ясно указывают ассоциации фенокристаллов, составы основной массы и афировые породы различных составов. Их следует считать серией пород с ограниченными изменениями в составе, а не некоторым «средним» типом пород. Содержание кремнезема сильно не изменяется под воздействием заметного раннего фракционирования и, следовательно, не является надежным указателем степени вероятности происшедшего фракционирования (см. разд. 2.6). Имея в виду именно это, можно точнее оценить интересное сравнение БСОХ с толеитами океанических островов (см. разд. 3.3).

Веское доказательство, подтверждающее, что БСОХ действительно не являются породами типа нефракционированных первичных магм, получено при исследовании этих мафических пород в офиолитовых комплексах. Как отмечено в гл. 2, диаграмму AFM часто используют для отображения дифференциации толеитов, где проявляется характерное обогащение железом на протяжении ранних и средних стадий фракционирования. Д. Стронг и Дж. Малпас [203] обобщили материалы (рис. 15), касающиеся возможных форм магматических камер под системой рифтов, вдоль которых происходит спрединг, и пространственных закономерностей процесса спрединга. Своевременная дискуссия была начата Ф. Брокком [25] и значительный вклад в нее внесли У. Чарч и Л. Риккио [40].

Оказывается, что дифференцированность пород ослабевает от подущечных лав к породам пластинчатого дайкового комплекса и далее к нижележащим габбро. На основании этого наблюдения Д. Стронг и Дж. Малпас предполагают, что эта очевидная фракционная последовательность формировалась скорее из бесчисленных мелких перекрывающих друг друга магматических камер, чем из одной протяженной (как предполагали У. Чарч и Л. Риккио). Следовательно, изучение изменения содержания основных и рассеянных элементов и разбуренных базальтах Срединно-Атлантического хребта позволяет предположить, что четкие циклы фракционирования при низком давлении должны были протекать внутри сложной сети магматических резервуаров ниже оси корового спрединга. М. Флауэр с соавторами также утверждает, что единая магматическая камера, расположенная вблизи этой оси, не могла бы обеспечить все наблюдаемые химические изменения и, более того, была бы динамически нестабильна. Таким образом, распознавание и исследование фракционирования внутри БСОХ согласуются с пониманием процессов спрединга океанов и происхождением офиолитов.

Интерес представляет наблюдение о том, что средние и кислые разновидности чрезвычайно редки среди изверженных пород срединно-океанических хребтов [161]. Г. Уолкер [219] отметил, что возросшее благодаря огромной толще морской воды всестороннее давление будет стремиться препятствовать излиянию кислых дифференциатов, поэтому пепловые потоки — их типичная форма при субаэральном извержении. Однако внутри габбрового слоя амфиболитов обнаруживаются мелкие тела связанных с ними интрузивных пород, таких как диориты и трондьемиты. Колман и Петерман назвали эти породы плагиогранитной серией, характеризующейся очень низкими содержаниями K_2O . В этом смысле вулканические серии БСОХ могут быть расширены по составу в результате этого доказательства, полученного при изучении офиолитов.

Наконец, мало того что БСОХ являются скорее серией пород, чем некоторым осредненным типом пород, как объяснялось выше, имеются еще и доказательства [64] существования материнских магм базальтов со слабыми, но важными различиями, возникшими в различных частях системы срединно-океанических хребтов, ко-



Рис. 15. Вариационная диаграмма AFM , показывающая поля составов большей части анализов габбро, пластинчатых дайковых комплексов и лав из нескольких офиолитовых ассоциаций. По Д. Стронгу и Дж. Малпасу.

A — $Na_2O + K_2O$; F — суммарное железо, как FeO ; M — MgO (все в процентах)

торые не обнаруживают явной закономерной связи с близостью предполагаемых мантийных потоков. Некоторые базальты (например, отобранные в Северной Атлантике на 45° с. ш.) содержат большее количество несовместимых рассеянных элементов, имеют более высокое начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и более низкое отношение Zr/Nb , чем «типичные» БСОХ, подобные описанным выше. В противоположность концентрациям остаточных элементов отношение Zr/Nb вряд ли испытывало бы влияние раннего фракционирования. А. Эрленк и Е. Кейбл придают особое значение отношению Zr/Nb не только в связи с тем, что эти два элемента считаются «неподвижными» (см. гл. 8) и, следовательно, неподверженными воздействиям возможных процессов вторичных изменений, но также и из-за того, что предшествующие этапы частичного плавления, вероятно, повысили бы отношение Zr/Nb остаточной мантии и, таким образом, любого последовательно выделяющегося расплава. Действительно, все данные по рассеянным элементам и изотопам, приведенные А. Эрленком и Е. Кейблом, указывают на выделение некоторых базальтов из менее обедненной мантии, чем та, которая производит типичные БСОХ. Таким образом, в этих базальтах существует некоторая степень постоянства между обычными чрезвычайно обедненными разностями, взятыми здесь за основу описания БСОХ, и, очевидно, менее обычными, менее обедненными разностями, приближающимися к толеитам и родственным им породам океанических островов.

3.3. ТОЛЕИТЫ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

Может показаться неуместным выделение серии, названной, как на первый взгляд могло бы показаться, по чисто случайному свойству, — формирование суши над уровнем моря, в противоположность, например, образованию базальтов, тяготеющих к системе срединно-океанических хребтов. Однако дальнейшее рассмотрение громадной протяженности системы океанических хребтов и их преимущественно подводное положение позволяют предположить, что в его пределах могли бы возникнуть и какие-либо иные генетические образования вроде островных толеитов. Примерами толеитов океанических островов (ТОО) служат о. Исландия, расположенный на срединно-океаническом хребте, и Гавайский архипелаг (без всякой связи с любым типом срединно-океанического хребта). Несмотря на очевидное различие в тектонической позиции этих толеитов, преобладающие типы пород в обоих случаях по составу сравнимы друг с другом и отличаются от БСОХ.

Исландия и Гавайские острова считаются примерами *горячих точек*. Этот термин имеет употребление, хотя, возможно, и с субъективно выбранными параметрами, ограничивающими его значение. Горячая точка означает небольшую часть земной коры в настоящем времени, которая выделяется относительным поднятием или топографической возвышенностью диаметром до нескольких сот километров, высоким тепловым потоком и обычно вулканиз-

мом. Продукты вулканизма могут изменяться от относительно редких щелочных до широко распространенных толеитовых разновидностей (см. гл. 4). Более детальное обсуждение характеристик, идентификации и теории горячих точек дано в статье Дж. Вильсона [226], который выявил 32 горячие точки или, на примере Восточной Африки, группы этих точек.

Поскольку не существует убедительного объяснения аномальных свойств таких точек в простой тектонике плит, Дж. Вильсон постулировал, что они представляют собой поверхностное выражение разогретых глубинных потоков, поднимающихся в мантии. В этом заключается суть гипотезы, касающейся самого существования прогнозируемых мантийных потоков, их размеров, скорости подъема, различных по составу или температуре по отношению к остальному мантийному веществу на той же глубине и возможных процессов генерации сегрегации магмы внутри потоков. Нам сложно определить то, что никто не видел, и по поводу чего до сих пор нет еще общего мнения. Однако можно показать, что в течение значительного подъема при околоадиабатических условиях в мантии произойдет частичное плавление (см. гл. 7) и мантийный поток или в данном случае любая поднимающаяся часть мантийной конвекционной системы, таким образом, будет являться потенциальным источником магматической активности, которая здесь рассматривается. Дискуссию о «внутриплитном вулканизме», или «срединно-плитном вулканизме», можно найти в работе И. Гесса с соавторами.

Большой интерес вызывает тот факт, что огромное количество горячих точек (и подходящих к ним из глубин мантийных потоков) располагается преимущественно в пределах территории с океанической корой, не менее 16 из 32 установленных Дж. Вильсоном оказались либо на срединно-океанических хребтах, либо возле них. Это, конечно, позволяет предположить причинно-следственные взаимоотношения и, естественно, приводит к мысли, что положение мантийных потоков может быть по крайней мере одним из факторов, вызывающих движение плит*. Безусловно, по нашим представлениям, для начала дробления на плиты древней стабилизированной континентальной коры и всей мощной литосферы (например, дробление Гондваны и связанное с ним излияние большого объема базальтов) требуются причины, которые могли быть вызваны некоторыми значительнейшими событиями внутри мантии. Примером можно рассматривать «слабые» мантийные потоки, с которыми ассоциирует незначительный вулканизм; или, принимая промежуток времени эволюционного преобразования за 100 млн лет, можно обратить внимание на «молодые» мантийные потоки. (Проявления платформенного магматизма представлены

* Тектоника плит была принята геологами до согласования какого-либо адекватного причинно-следственного механизма. Философия А. Вегенера, таким образом, в конце концов получила реабилитацию, но не прежде того, как ее подвергли критике многие геологи.

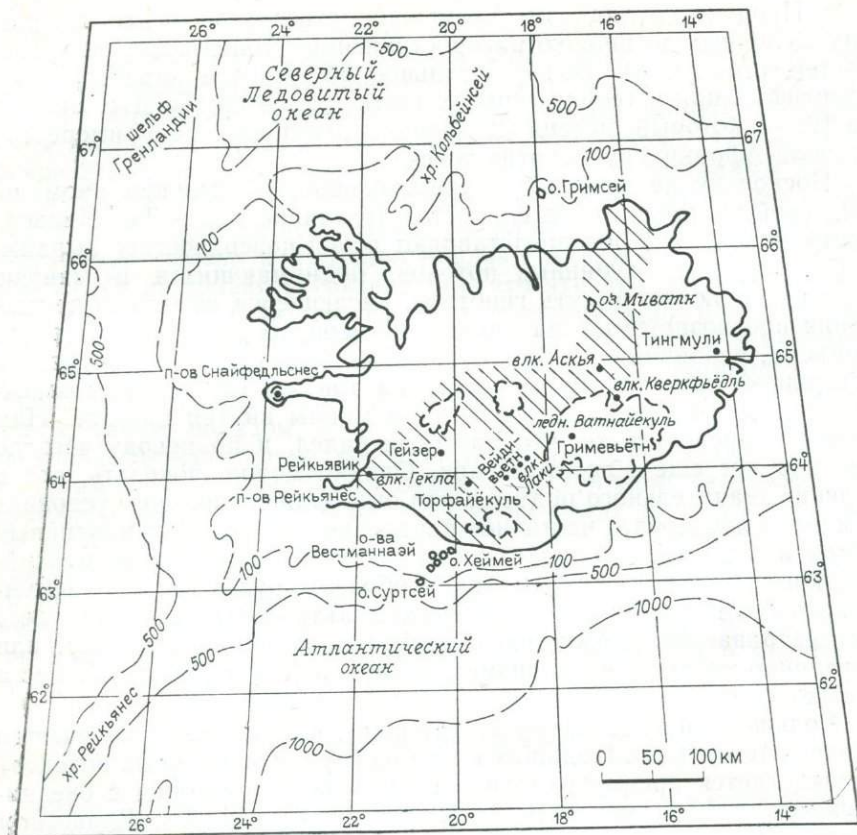


Рис. 16. Карта Исландии.

Глубины моря даны в изобатах 100, 500 и 1000 морских саженей (1 морская сажень = 1,8288 м). Границы ледовых шапок показаны пунктиром. Площади послеледникового вулканизма (в настоящее время субледникового в случае Гримсватна) заштрихованы

ниже частично с позиций представлений о развивающихся мантийных потоках.) Однако, отложив полемику о возможных взаимоотношениях между горячими точками и мантийными струями и возвращаясь к нашей теме о ТОО, отметим, что существование аномально интенсивного толентового вулканизма в Исландии и на Гавайских островах не подлежит сомнению.

Четвертичная вулканическая зона Исландии (рис. 16) описана в работах Г. Уолкера [213] и С. Тораринссона [208]. Исландия является местом наиболее мощного исторического трещинного извержения, которое произошло в Лейки в 1783 г., подсчитанный объем образовавшихся базальтов составляет около 12—15 км³. Послеледниковый поток, превышающий по размерам описанный, отмечен в Тьорса. Хорошо задокументировано продолжение вулканической активности в Миватне (1725—1729 гг. и т. д.), Гекле (1947 г. и т. д.), Аскии (1961 г. и т. д.), Сёртсее (1963—1964 гг.),

Хеймее (1973 г.) и др. За более длительный промежуток времени, охватывающий последние 16 млн лет (возраст древнейших, по нашим представлениям, пород Исландии, расположенных на крайнем западном и восточном побережья [141], в результате вулканической активизации образовалось субаэральное вулканогенное тело площадью около 10^5 км², длиной более 300 км, со средней высотой над уровнем моря около 500 м. Оно имеет еще большее по объему подводное вулканическое основание, возвышающееся над дном более мелкого в этом месте океана и вызывающее утолщение базальтовой коры до максимальной мощности около 16—20 км [средняя мощность океанической коры около 6,5 км (см. рис. 16)].

Данные по Гавайскому архипелагу, не осложненные, как в случае с Исландией, положением островов на срединно-океаническом хребте, еще более поразительны. Этот архипелаг длиной более 2000 км представляет собой замечательную подводную вулканическую горную цепь, протягивающуюся приблизительно в западно-северо-западном направлении, у которой только вершины возвышаются над уровнем моря. Единственный активный в настоящее время вулканический о. Гавайи площадью около 10^4 км², безусловно, крупнейший на территории архипелага. Он состоит из пяти крупных щитовых вулканов, действовавших в течение примерно 1 млн лет. Из них двумя активными вулканами являются Мауна-Лоа высотой 4170 м над уровнем моря, составляющий юго-западную часть острова, и Килауэа в юго-восточной части Гавайи. К этому объему вулканического материала должен быть добавлен массив погруженного основания, сложенный вулканитами мощностью около 5 км и залегающий на более древней прогибающейся океанической коре. Таким образом, Мауна-Лоа и более высокая, теперь потухшая, Мауна-Кеа имеют самый приподнятый рельеф над уровнем основания среди вулканов или гор Земли, превышающий даже высоту г. Джомолунгмы. А они являются, безусловно, только небольшой частью гораздо крупного удлиненного массива, образующего архипелаг.

При движении далее на запад-северо-запад (рис. 17) прослеживаются: 1) противоречие между конструктивной вулканической активностью Мауна-Лоа и Килауэа, их вершинными кальдерами и гладкими склонами (большая часть извержений происходила вдоль линеймента Восточного рифта Килауэа и, таким образом, активно росла территория суши Гавайи к юго-востоку); 2) недавно потухшие вулканы северной части острова; 3) скалистые утесы, образованные пучками даек потухших вулканов на островах в 150 км к северо-западу от Гавайи, включающих Мауи, Кахулави, Ланаи и Молокаи; 4) выветрелые породы и эрозионный ландшафт группы островов Кауаи и Оаху; 5) остатки когда-то более крупных островов, представленных островами Нихоа и Неккер; 6) крошечные выступы вулканических пород, просвечивающие сквозь коралловые рифы Френч-Фригата; 7) коралловые атоллы Мидуэй и Ошен и, наконец; 8) еще далее на северо-северо-запад — линия подводных гор Эмперор, которые, очевидно, образуют еще более

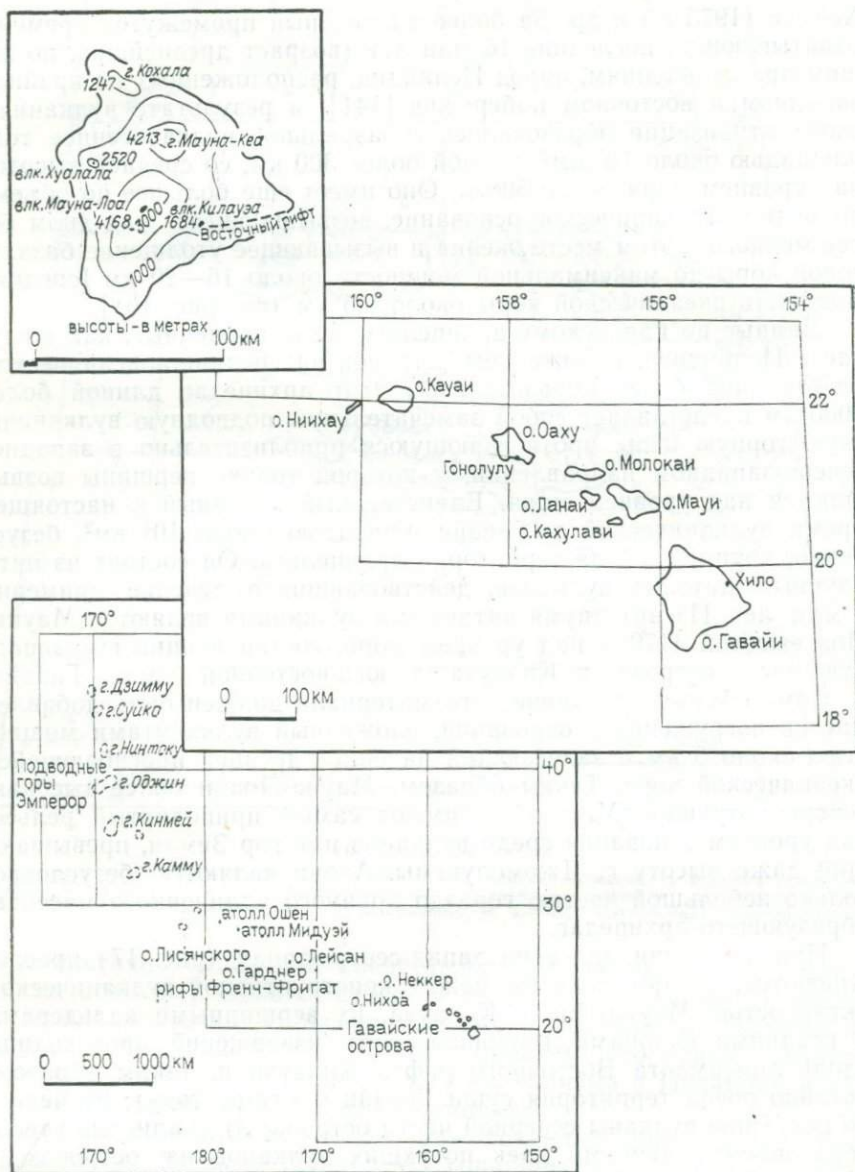


Рис. 17. Схемы о. Гавайи (а), Гавайского архипелага (б) и подводной горной цепи Эмперор (в)

древнее продолжение архипелага на расстояние приблизительно 3000 км.

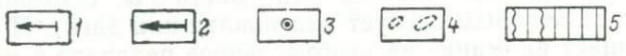
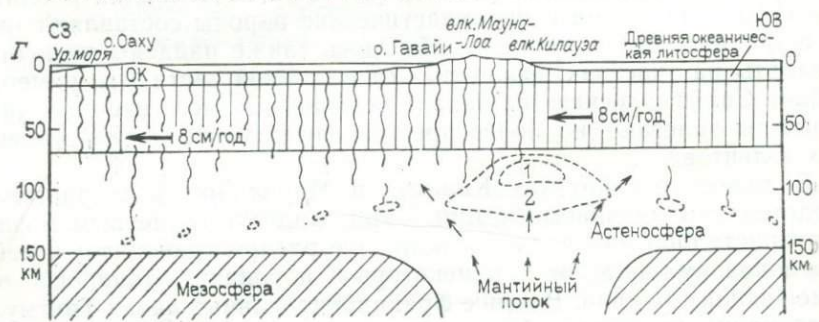
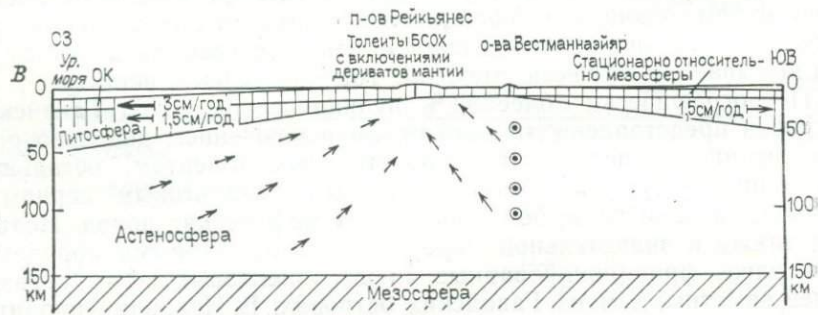
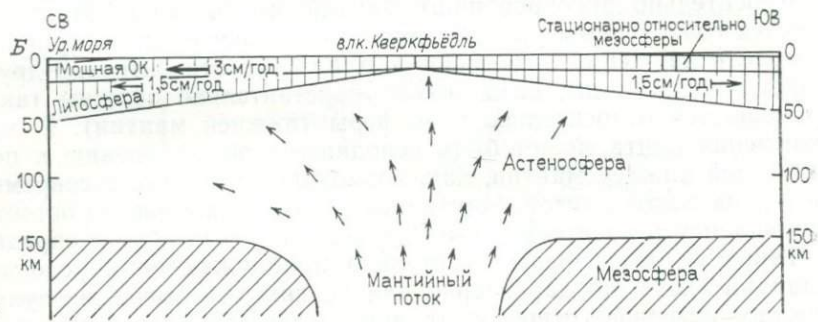
Это геоморфологическое доказательство убедительно подтверждает, что вулканизм развивался последовательно вдоль цепи ост-

ровов и поступательно мигрировал вначале на юго-юго-восток, а затем на восток-юго-восток. Возраст лав более молодых островов, определенный К-Аг методом, реально указывает, что скорость миграции вулканической активности вдоль цепи островов за последние 40 млн лет была около 8 см/год [198]. Недавние работы на подводных горах Эмперор [88] свидетельствуют, что эти горы также последовательно омолаживаются к юго-юго-востоку.

Объем, природа, возраст и распределение вулканических пород Гавайской цепи отражают движение горячей точки, образующейся в результате перемещения Тихоокеанской литосферной плиты относительно фиксированного мантийного потока [145]. Это не является голословным утверждением, поскольку если мы принимаем модель движения литосферных плит друг относительно друга, то большинство плит, если не все, действительно должны также перемещаться относительно мезосферы (нижней мантии). В виде исключения плита может быть неподвижна по отношению к подстилающей нижней мантии, как, возможно, случилось с современной Африканской плитой. Мантийный поток также иногда остается неподвижным относительно вышележащего хребта и зоны спрединга. Такие условия предположительно приближаются к условиям Исландии (хотя это характерно для других атлантических вулканических островов, существуют доказательства того, что постоянно наращивающаяся Африканская плита медленно перемещается относительно атлантических мантийных потоков к западу, и это вызывает кажущееся смещение горячих точек к востоку).

Петрографически более 98 % вулканических пород Гавайских островов представлены толеитами. За исключением довольно редких средних и кислых пород, родственных толеитам, остальные (вулканические) относятся к щелочным базальтовым сериям в небольшом количестве более щелочных мафических пород. Исландия также в значительной мере сложена толеитовыми породами, хотя здесь фракционированные члены толеитовых серий гораздо более заметны, чем на Гавайских островах. В Исландии риолитовые потоки, интрузии и пирокластические породы составляют около 8 % площади всех обнажений. Здесь также найдены щелочные базальты на участках, удаленных от ее осевой части (например, в районе Снайфедльсна на западе острова, где молодые щелочные базальты залегают на более древнем фундаменте доплейстоценовых толеитов).

В толеитовых потоках Килауэа и Мауна-Лоу фенокристаллы представлены оливином (который кристаллизуется первым в фазу фенокристаллов или является наиболее распространенным в ней), плагиоклазом, авгитом и в некоторых породах ортопироксеном, замещающим оливин. В менее фракционированных лавах Тингмули (Исландия) наиболее обычны фенокристаллы, сложенные также оливином, за которым следует плагиоклаз или авгит. И. Кармайкл [32] обращает внимание на необъясненное различие в минералогическом составе основной массы между толеитами Тингмули и Гавайских островов. Первые содержат два вида клинопироксена в ос-



новной массе — пижонит и авгит, тогда как последние обычно содержат только один пироксен — Са-содержащий авгит.

Возможные петрогенетические различия между БСОХ и ТОО служили причиной классической дискуссии между Дж. Шиллингом [187] и М. О'Хара [154]. Дж. Шиллинг пытался продемонстрировать, что исландские толеиты значительно отличаются по химическому составу от БСОХ, особенно базальтов, образцы которых отобраны по мере удаления от южной части Исландии вдоль Срединно-Атлантического хребта, и что эти различия могли бы, вероятно, быть связанными с частичным плавлением внутри мантийных потоков, поднимающихся из глубин Земли. Этот первозданный разогретый мантийный поток (ПРМП) не был истощен во время предыдущих этапов плавления. Следовательно, он должен быть обогащен K_2O , TiO_2 , P_2O_5 и несовместимыми элементами, а также иметь более высокие значения Na/Ca и Fe/Mg , чем относительно обедненный слой с низкой скоростью сейсмических волн (НСС), подстилающий вообще систему хребтов (рис. 18). Таким образом, мантийный поток мог бы поставлять расплав, значительно обогащенный этими элементами относительно БСОХ. С иных позиций М. О'Хара указывал, что любое прямое сравнение химических свойств этих двух групп усложняется воздействием процессов фракционирования. Можно ожидать, что не только фракционирование, лучше выраженное в базальтах Исландии, пробившихся через сравнительно более мощную кору, но и присутствие во многих исландских базальтах фенокристаллов оливина, плагиоклаза и авгита позволяет предположить заметную степень котектической кристаллизации, которая, возможно, сама произвела значительные из-

Рис. 18. Диаграммы, иллюстрирующие предполагаемые различия между условиями генерации и извержения БСОХ, ТОО и связанных с ними пород.

А. Типичная ситуация срединно-океанических хребтов: «пассивный» поток астеносферы (НСС), компенсирующий расходящееся движение литосферных плит, утолщающихся в стороны от оси хребта; абсолютное движение плит относительно мезосферы ничтожно; вдоль оси срединга изливаются БСОХ (оливиновые толеиты).

Б. Разрез через кваркфьедльскую «горячую точку» (Исландия): «активный» восходящий поток мантийного материала НСС; большие компоненты течения (перпендикулярно к линии разреза) в сторону Миватна к северо-востоку и островов Вестманнаэйяр к юго-западу (см. рис. 16); благодаря высокому содержанию расплава в верхней части мантийного потока в центре «горячей точки» изливаются ТОО.

В. Разрез через п-ов Рейкьянес и острова Вестманнаэйяр (Исландия): линия разреза параллельна линии разреза Б, но смещена на 200 км к юго-западу; течение принесенного мантийным потоком материала в НСС осуществляется преимущественно латерально, с северо-востока (перпендикулярно к линии разреза), и вызывает излияние на островах Вестманнаэйяр щелочных базальтов, поступавших из мантийного потока (в связи с меньшим содержанием расплава, образующегося в стороне от центра верхней части мантийного потока) а также приводит к промежуточному составу расплавленного материала мантийного потока в оси срединга на п-ове Рейкьянес.

Г. Разрез через острова Оаху и Гавайи (см. рис. 17): мантийный поток находится под относительно быстро движущейся мощной океанической литосферой; обильное извержение ТОО влк. Килауэа (и потенциальная возможность гораздо более обильного извержения на юго-востоке); щелочные базальты, достигающие поверхности в Мауна-Лоа (этот вулкан построен главным образом из ТОО) по молодой «водопроводной системе» — магматическим подводящим каналам; изолированные излияния небольших количеств нефелинитов и родственных им пород на о. Оаху (см. рис. 25); показаны зоны высокого (1) и низкого (2) содержания расплава.

1, 2 — движение литосферных плит относительно: 1 — оси срединга, 2 — мезосферы; 3 — астеносферное течение, направленное с северо-востока (на наблюдателя), т. е. перпендикулярно к плоскости разреза; 4 — мелкие очаги первичного высокощелочного расплава; 5 — океаническая литосфера с многочисленными, до недавнего времени, активными магматическими каналами

менения в отношениях Na/Ca и Fe/Mg , а также могла бы увеличить содержание микро- и рассеянных элементов, не входящих в эти фенокристаллические фазы.

По мере накопления фактических материалов аргументы становились все более сложными, особо это касалось утверждения о степенях фракционирования на различных глубинах (для объяснения наблюдаемых распределений рассеянных элементов в двух типах магм). Тезис, выдвинутый М. О'Хара [154], хорошо обоснован и действительно жизненно важен*. Однако рассмотренные совместно состав пород и данные, доступные теперь по другим горячим точкам, таким как Афар [186], острова Фаэроэ [188] и Азорские острова [220], свидетельствуют о том, что эти породы сформировались под воздействием мантийных потоков. Такая гипотеза вполне может быть принята как вероятная рабочая, следовательно, эти данные поддерживают взгляд о необходимости выделения толентов океанических островов в отдельную серию.

Гипотеза мантийных потоков способна объяснить как химический состав базальтов, так и их батиметрические, сейсмические и гравиметрические характеристики, поэтому она считается в достаточной мере обоснованной. Эта и другие модификации гипотезы, относящиеся к горячей точке Исландии, обсуждаются в работе Л. Кристиансона. В более позднем обзоре [162] было рассмотрено влияние возможной неоднородности мантийного источника и фракционирования на составы лавы нарастающих краев плит, особенно в отношении Исландии, некоторой части Срединно-Атлантического хребта, где действует проект FAMOUS, и офиолитового комплекса Тродос.

В табл. 5 приведены девять анализов гавайских толентов. Первый из них представляет собой среднее всех анализов толентов и оливиновых толентов гавайской группы (некоторые могут быть кумулатами, обогащенными оливиновыми кристаллами). Следующие три — анализы очень свежих стекловатых толентов, поднятых драгой из подводной части восточной рифтовой зоны Килауэа. В них повышенные концентрации MgO четко коррелируются с более высоким содержанием фенокристаллов (преимущественно оливина). В противоположность этим анализам пород, которые по крайней мере частично кумулативны или фракционированы, анализ 5 представляет наиболее мафическую афировую стекловатую породу (с очень высоким содержанием MgO), образовавшуюся при извержении Килауэа в 1959—1960 гг. и, следовательно, приближающуюся к действительному составу родоначальной магмы. Несмотря на значительное содержание MgO и высокое значение M в афировой породе, указывающих на небольшое фракционирование в верхних горизонтах, концентрации TiO_2 , K_2O и P_2O_5 явно

* Аргументам, приводимым М. О'Хара и Дж. Шиллингом, необходимо следовать в деталях, так как они очень ясно показывают, что петрологам, изучающим магматические породы, жизненно важно отличать вариации состава внутри одной серии магматических пород от различий между разными магматическими сериями.

Анализы и нормативные составы CIPW гавайских толентов

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	49,36	49,40	49,44	50,32	49,20	50,10	50,45	50,69	51,24
Al ₂ O ₃	13,94	11,69	12,98	13,61	12,77	13,78	14,01	13,51	13,60
Fe ₂ O ₃	3,03	1,91	2,32	2,32	1,50	1,89	1,58	1,87	1,87
FeO	8,53	9,49	9,16	9,18	10,05	9,46	9,76	10,70	11,19
MnO	0,16	0,17	0,18	0,18	0,17	0,17	0,17	0,18	0,18
MgO	8,44	12,96	9,79	7,59	10,00	7,34	6,75	5,74	5,12
CaO	10,30	8,95	10,17	10,79	10,75	11,46	10,76	9,72	9,03
Na ₂ O	2,13	2,06	2,24	2,34	2,12	2,25	2,50	2,60	2,81
K ₂ O	0,38	0,40	0,47	0,49	0,51	0,57	0,60	0,72	0,83
TiO ₂	2,50	2,16	2,47	2,65	2,57	2,71	2,97	3,56	3,75
P ₂ O ₅	0,26	0,23	0,24	0,25	0,25	0,27	0,31	0,39	0,41
H ₂ O ⁺		0,45	0,45	0,32	0,09	0,02	0,08	0,08	0,03
H ₂ O ⁻		0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00
Всего	99,03	99,90*	99,94*	100,07*	100,00*	100,05*	99,95*	99,76*	100,14
Q	1,3	—	—	1,9	—	1,1	1,5	3,7	4,2
or	2,3	2,4	2,8	2,9	3,0	3,4	3,6	4,3	4,9
ab	18,2	17,6	19,1	19,9	18,0	19,0	21,2	22,1	23,8
an	27,6	21,6	24,1	25,3	23,9	25,8	25,3	23,1	22,0
di	18,1	17,4	20,2	21,8	22,7	23,9	21,4	18,7	16,7
hy	23,7	25,7	23,0	19,3	18,7	18,3	18,4	17,7	17,7
ol	—	8,0	2,2	—	6,2	—	—	—	—
mt	3,4**	2,8	3,4**	3,3**	2,2	2,7	2,3	2,7	2,7
il	4,8	4,1	4,7	5,1	4,9	5,2	5,7	6,8	7,1
ap	0,6	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7	0,9	1,0
Значение M	57	67	61	54,5	61	54	51,5	45,5	41

Примечание. 1 — средний состав толентов базальтов (толентов и оливиновых толентов) гавайской группы (по Дж. Макдональду и Т. Кацуре); 2 — стекловатые толенты с объемной долей фенокристаллов оливина 13,5 %, извлеченные с глубины 2590 м в восточной рифтовой зоне Килауэ (по Дж. Муру); 3 — стекловатые толенты, содержащие приблизительно 9 % фенокристаллов оливина и по 1 % фенокристаллов авгита и плагиоклаза, поднятые с глубины 1400 м, восточная рифтовая зона Килауэ (по Дж. Муру); 4 — стекловатые толенты с содержанием оливина 2 %, авгита 3 % и плагиоклаза 1 % в виде фенокристаллов, извлеченные с глубины 400 м в восточной рифтовой зоне Килауэ (по Дж. Муру); 5 — мафическое стекло, найденное среди лав извержения Килауэ-Ики 1959 г. на вершине вулкана (по К. Мюрату и Д. Рихтеру); 6 — средний состав шести лав с вершины Килауэ, находящихся в конце главной стадии оливиновой кристаллизации (по К. Мюрату и Д. Рихтеру); 7 — средний состав стекловатой основной массы трех лав с вершины Килауэ, находящихся в начале кристаллизации плагиоклаза (по К. Мюрату и Д. Рихтеру); 8 — наиболее дифференцированное стекло среди лав вершины Килауэ, излившихся в 1960 г. (по К. Мюрату и Д. Рихтеру); 9 — наиболее дифференцированная лава извержения Килауэ 1955 г. (по К. Мюрату и Д. Рихтеру).

* Есть сообщения о небольших (0,0x %) содержаниях CO₂, Cl и F, но их общее содержание не превышает 0,0x %.

** Fe₂O₃/(Fe₂O₃+FeO) уменьшено до 0,2.

Влияние фракционирования оливина, авгита и плагиоклаза на состав лав (в %), излившихся за последние годы на вершине Килауэа

Стадия дифференциации	Содержание, %			Главные минералы, выкристаллизовавшиеся раньше
	MgO	SiO ₂	удаленные кристаллы	
Материнская магма	10,00	49,20	0	Нет
Конец главной кристаллизации оливина	7,34	50,10	6,4	Оливин
Начало основной кристаллизации полевого шпата	6,75	50,45	14,1	Пироксен, оливин
Наиболее дифференцированное стекло среди лав, излившихся в 1960 г.	5,74	50,69	30,3	Плагиоклаз, пироксен, оливин
Наиболее дифференцированная лава извержения в 1955 г.	5,12	51,24	36,5	Плагиоклаз, пироксен, оливин

выше, чем в ряде составов БСОХ (см. табл. 4, рис. 14). Последние четыре анализа табл. 5 принадлежат породам, которые, как принято считать, характерны для стадий фракционирования материнской магмы. В табл. 6 приведены данные К. Мюрата и Д. Рихтера по контролю изменения состава, проявляющегося при фракционировании сначала оливина, а затем совместно с ним авгита и плагиоклаза. Был сделан вывод, что при массовой доле MgO ниже 10,0 % (до 7,3 или даже до 6,8 %), согласно аналогичному исследованию Т. Райта [233], фракционирование оливина преимущественно контролирует состав последовательно выделяющихся толеитовых расплавов. Фракционирование примерно 36,5 % кристаллов приводит к изменению содержания SiO₂ всего лишь от 49,2 до 51,2 %, т. е. полученный продукт по-прежнему остается базальтовым. Отметим также, что в этих лавах, излившихся на вершине Килауэа, авгит в фазе фенокристаллов предшествует плагиоклазу. Здесь материнская магма, оставаясь толеитовой, может немного менять свой состав на более щелочной или более богатый водой по сравнению с магмой на субаэральной или подводной окраинах вулкана.

Ситуация в Исландии, очевидно, гораздо более сложная. Так, по сравнению с Гавайскими островами, в ней выше содержание более фракционированных пород, например в серии Тингмули (табл. 7, анализы 1—6 указывают на относительно высокие начальные концентрации TiO₂, K₂O и P₂O₅); значения M дают гораздо более дробное деление ранних стадий фракционирования, чем содержания SiO₂. Более того, оказывается, что существует значительный территориальный контроль состава базальтовых пород, изверженных в течение послеледникового и, возможно, позднеплейстоценового времени [113] (см. рис. 16 и табл. 7, анализы 7—12).

Средние анализы и нормативные составы СРРВ представительных вулканических пород Исландии

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	47,44	49,31	54,22	61,68	69,60	73,94	48,01	49,51	50,26	47,00	46,83	46,88
Al ₂ O ₃	14,17	12,67	13,01	14,35	12,05	12,30	14,09	13,97	13,52	13,84	16,12	15,53
Fe ₂ O ₃	4,37	4,75	4,41	3,95	0,85	1,14	2,69	2,15	3,52	2,74	3,39	2,30
FeO	7,97	10,31	8,38	4,31	1,95	0,92	10,06	11,37	11,87	12,68	8,69	9,42
MnO	0,20	0,26	0,25	0,20	0,08	0,04	0,21	0,21	0,24	0,21	0,19	0,22
MgO	7,25	4,69	3,29	1,04	0,23	0,05	8,29	5,97	5,58	5,96	7,47	7,51
CaO	11,11	9,10	7,08	4,29	1,45	0,96	11,77	10,76	9,18	9,74	10,26	11,07
Na ₂ O	2,46	3,01	3,55	4,38	4,60	4,74	2,17	2,71	2,48	2,98	3,27	2,90
K ₂ O	0,33	0,56	1,17	2,11	2,90	3,44	0,29	0,42	0,56	0,65	0,60	0,71
TiO ₂	2,19	3,13	2,73	0,98	0,27	0,25	1,87	2,39	2,47	3,71	2,38	2,41
P ₂ O ₅	0,27	0,57	0,82	0,34	0,06	0,04	0,19	0,23	0,23	0,33	0,32	0,44
H ₂ O ⁺	1,25	0,68	0,60	1,44	4,65	1,94	0,28	0,42	0,31	0,38	0,30	0,28
H ₂ O ⁻	0,81	0,76	0,40	0,87	1,15	0,22						
Всего	99,82	99,80	99,91	99,94	99,84	99,98	99,92	100,11	100,22	100,22	99,82	99,67
Q	—	2,9	8,7	18,5	29,7	32,2	—	—	3,2	—	—	—
or	2,0	3,4	7,0	12,8	18,2	20,8	1,7	2,5	3,3	3,9	3,6	4,2
ab	21,3	25,9	30,4	38,0	41,4	41,0	18,4	23,0	21,0	25,3	24,3	22,9
ap	27,3	19,8	16,3	13,6	3,9	2,2	28,0	24,8	24,1	22,5	27,7	27,4
pe	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,9	1,0
di	22,4	18,7	11,7	5,0	2,9	1,1	24,0	22,6	16,6	19,7	17,5	20,4
hy	13,0	17,5	15,0	3,7	1,9	0,5	12,6	17,8	22,0	7,1	—	—
ol	5,4	—	—	—	—	—	7,5	1,1	—	9,8	16,2	15,1
mt	3,6*	4,4*	3,7*	5,9	1,3	1,7	3,7*	3,1	4,5*	4,0	3,5*	3,4
il	4,3	6,1	5,3	1,9	0,6	0,5	3,6	4,6	4,7	7,1	4,6	4,6
ap	0,6	1,4	1,9	0,8	0,2	0,1	0,4	0,5	0,5	0,8	0,8	1,0
Значение M	52	37	32,5	19	13	4	54	44	40	41	53	53,5

Примечание. 1 — средний анализ по трем оливиновым толеитам из Тингмули (по И. Кармайклу); 2 — по семи толеитам из Тингмули (по И. Кармайклу); 3 — по трем базальтовым исландитам из Тингмули (по И. Кармайклу); 4 — по четырем исландитам из Тингмули (по И. Кармайклу); 5 — по трем кислым породам (SiO₂ меньше чем 70%) из Тингмули (по И. Кармайклу); 6 — по пяти кислым породам (SiO₂ более 70%) из Тингмули (по И. Кармайклу); 7 — по двенадцати оливиновым толеитам с п-ова Рейкьянес (по С. Джекобсону); 8 — по одиннадцати «насыщенным толеитам» из района Вейдивьётна (по С. Джекобсону); 9 — по двенадцати кварцевым толеитам из районов Аски и Миватна (по С. Джекобсону); 10 — по девяти «переходным щелочным базальтам» из Торфайёкуля (по С. Джекобсону); 11 — по девяти щелочным базальтам с о-вов Вестманнаэйяр (по С. Джекобсону); 12 — по четырем щелочным базальтам Снайфедльнесе (по С. Джекобсону).

* Fe₂O₃/(Fe₂O₃+FeO) пересчитано на 0,2.

Оливиновые толеиты п-ова Рейкьянес, расположенные на продолжении линии Срединно-Атлантического хребта на север, на суше значительно сильнее обогащаются TiO_2 , K_2O и P_2O_5 по сравнению с БСОХ. Ближе к центру Исландии непосредственно к востоку от линии хребта, в районе обильного вулканизма, известном как «Кверкфьёдльская горячая точка» [194], залегают две группы толеитов: 1) насыщенная (Вейдивьётн) и 2) перенасыщенная (Аскья-Миватн), имеющая высокие содержания TiO_2 , K_2O и P_2O_5 при низких значениях M и высоком отношении Na/Ca . Исходя из этих данных можно считать, что последняя группа пород полностью подходит для дискуссии между Дж. Шиллингом и М. О'Хара. Однако к югу от этой горячей точки характер основных пород меняется через переходные разновидности к щелочным базальтам (Торфайёкуль) и к щелочным базальтам выраженного нефелин-нормативного состава (о. Вестманнаэйяр) даже без внесения поправки на довольно высокие содержания Fe_2O_3 в средних анализах, достигающие 3,39 %.

Щелочные базальты также обнаружены на п-ове Снайфедльснес, на крайнем западе Исландии. Одна из интерпретаций этих данных такова: причиной необычайно интенсивного толеитового вулканизма, сконцентрированного значительнее восточнее оси хребта (Кверкфьёдльская горячая точка), являются наложение и частичное смешение двух типов вулканизма, характерных для северной и южной частей хребта. Эта горячая точка окаймлена прерывистым кольцом извержений базальтов с переходной щелочностью и внешним кольцом щелочных базальтов. Таким образом, в пространстве воспроизводится наблюдаемая на Гавайских островах временная последовательность, где в противоположность более или менее статической обстановке восточной части Исландии литосфера довольно подвижна относительно нижележащей мезосферы (см. рис. 18).

Для того чтобы подчеркнуть масштаб данного явления, следует отметить, что Гавайский архипелаг — это высочайшая и крупнейшая цепь одиночных гор на Земле (если рассматривать высоту гор над уровнем основания), а существенная часть всей наземной лавы на Земле в настоящее время извергается в пределах Исландии. Эти факты не могут быть проигнорированы в любом петрогенетическом или тектоническом обобщении.

По сравнению с БСОХ в ТОО проявляются следующие изменения: 1) они имеют существенно более высокие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$, которые предположительно обусловлены выделением толеитов из мантийного материала, а также несколько более высокие отношения Rb/Sr ; 2) аналогично и отношение изотопов свинца $^{207}Pb/^{206}Pb$ также в них выше; 3) они содержат отличный от БСОХ набор РЗЭ (рис. 19), в котором отмечено заметное обогащение легкими элементами, что, предположительно, отражает их происхождение на больших глубинах, чем БСОХ. Это удобно продемонстрировать на более высоком отношении La/Sm (лантан, атомная масса 57, является наиболее легким из РЗЭ, а самарий, атомная масса 62, ше-

стой из легчайших). Отношение La/Sm действительно показывает максимальные различия между составами БСОХ и ТОО; 4) TiO_2 , K_2O и P_2O_5 также выше в толеитах.

Тем не менее до сих пор все еще продолжается дискуссия о некоторых допущениях: 1) о пределах возможного латерального течения вещества ПРМП в астеносфере, там, где мантийный поток выходит под системой хребтов, вдоль которой происходит спрединг, о возможных пределах латерального течения мантийного потока под осью хребта, которое может быть частично или полностью заблокировано в местах крупных трансформных разломов; 2) о вероятном перемешивании магм, образовавшихся из ПРМП и ИНСС; 3) о возможной генерации первозданной щелочной базальтовой магмы внутри мантийного потока на глубине и добавлении ее в толеитовую магму, сформированную на менее глубоких уровнях в системе мантийных потоков. Итак, исследования ведутся на основе представлений, мало отличающихся от относительно простой модели, впервые рассмотренной Дж. Шиллингом.

Другие веские доказательства дают геохимические и петрологические исследования базальтов, добытых драгированием, из тройной точки Буве Южной Атлантики [59]. Эти породы более фракционированы, чем типичные океанические толеиты. Однако фракционирование не полностью связано с химическими характеристиками базальтов и оказалось, что они не были выплавлены из особого материнского вещества, возможно, контаминированного мантийным потоком. Следует также рассмотреть альтернативную восходящим мантийным потокам концепцию аномально глубоких зон плавления в мантии.

В этом контексте рассмотрим дискуссию о возможной роли фракционирования и мантийных потоков в происхождении относительно богатых железом базальтов хр. Хуан-де-Фука [14] и предполагаемого образования цепи подводных гор Кодиак-Боуи, возможно, продолжающейся холмами Дж. Вильсона, которые отмечают положение молодых подводных вулканов [38], над «горячей точкой».

При изучении Восточной вулканической линии [19] было получено убедительное доказательство более сложной модели мантийной конвекции, связанной с происхождением магмы, чем у отдель-

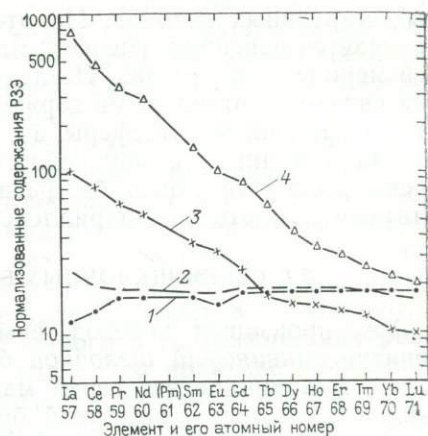


Рис. 19. Нормализованные содержания РЗЭ в БСОХ (1), ТОО (2), щелочных базальтах (3) и нефелинитах (4).

Это лишь приблизительное значение, а конкретные анализы пород каждой группы обладают широким спектром составов

ных мантийных потоков. На этой линии длиной около 5000 км отмечается новейшая (менее 2 млн лет назад) активность по крайней мере в пяти районах. Исследователи считают, что скорее всего она связана с отдельными горячими точками и не только с линейным ослаблением литосферы, а с мантийной «горячей линией», возможно, связанной с крупнейшими мантийными конвекционными ячейками, которые могли бы развиваться под быстро движущимися плитами и иметь оси, параллельные движению плит [179].

3.4. СЕРИЯ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ И БАЗАНИТОВ

Уже произошел переход термина *оливиновый базальт* через понятие *оливиновый щелочной базальт* к термину *щелочной базальт*. В принципе эта серия магматических пород и ее мафический прародитель — щелочной базальт — выделяются уже в течение нескольких десятилетий. Ее название основывается на особенностях состава, а не определяется точно тектоническим положением, как в случае БСОХ и ТОО. Это разумно, поскольку щелочные базальты существуют в различных тектонических условиях. Например, породы серии щелочных базальтов слагают многие мелкие океанические острова, расположенные вдали от срединно-океанических хребтов, хотя они, несомненно, образуют не более 1—2 % объема Гавайских островов, где интенсивно изучаются. Эти породы также широко распространены в некоторых континентальных провинциях, связанных с куполообразным воздыманием и (или) рифтообразованием. Особо выделяются отложения от неогена до современных в провинции Африканской рифтовой долины и палеоген-неогеновые породы Восточной Австралии. В меньшей степени щелочные базальты развиты в пределах конвергентных окраин плит, например в Новой Зеландии, хотя они не повсеместно распространены в таких условиях. Р. Шварцер и Дж. Роджерс [189] перечисляют не менее 39 примеров дифференцированных серий щелочных базальтов: 23 для океанических островов, 11 для континентов и 5 для островных дуг. Они также описывают еще 26 примеров только щелочных базальтов без членов дифференцированных серий: 8 океанических, 15 континентальных и 3 островодужных.

Р. Шварцер и Дж. Роджерс обращают внимание на общую химическую аналогию щелочных базальтов, развитых в различных условиях. Хотя рассмотренные ими океанические и континентальные базальты обнаружены в горячих точках, предположительно связанных общим происхождением из предполагаемых мантийных потоков, маловероятно, что островодужные породы произошли аналогичным способом. Анализ, проведенный этими исследователями, основывается только на петрохимии основных элементов, что может привести к ошибкам при изучении мафических пород, в которых распределение рассеянных элементов может иметь большое петрогенетическое значение. В приведенных примерах одни породы относительно богаты калием, тогда как другие содержат модальный полевой шпат (и являются базанитами). Следовательно,

для такой довольно общей классификации, как классификация Р. Шварцера и Дж. Роджерса, может быть сделано исключение. Итак, щелочные базальты характеризуются гораздо более низкой активностью кремнезема, чем толеиты. Очевидным следствием низкой активности кремнезема является то, что оливин самый распространенный железомagneзиевый минерал (ни в коем случае не железомagneзиальный пироксен) и в породах, принадлежащих к серии щелочных базальтов, он обычно присутствует в двух генерациях — как фенокристалл и как минерал основной массы. Обобщение бесчисленных петрографических различий между толеитами и щелочными базальтами, включая данные Р. Уайта, основанные на изучении гавайских пород, представлено в табл. 8. Может возникнуть ошибочное мнение, что есть много петрографических различий и путей диагностики пород, однако на практике большинство из них трудно применимо, поскольку отдельные образцы имеют чрезвычайно тонкозернистую или даже стекловатую структуру, а также некоторые из принятых критериев негативны или относительно. Таким образом, родство конкретного образца относительно этих двух важных мафических групп остается сомнительным, пока не готовы химические анализы.

Объемный химический анализ за последние годы стал более быстрым и гораздо доступнее, и, следовательно, он начинает играть чрезвычайно важную роль в сравнительном анализе неизменных серий вулканических пород. В первом приближении основным различием в химическом составе толеитов и щелочных базальтов служит то, что отчетливо более низкая активность кремнезема в последних приводит к появлению в их нормативных составах CIPW нефелина, в отличие от толеитов, которые всегда имеют в нормативном составе гиперстен. Тем не менее породы с модалным нефелином называются базанитами (или тефритами при наличии свободного оливина), а не щелочными базальтами. В кристаллических породах эмпирически наблюдается, что модалный нефелин появляется, когда массовая доля нормативного нефелина превосходит 5 %, так что эта величина служит для разделения щелочных базальтов и базанитов, а очень тонкозернистая или стекловатая порода с содержанием нормативного нефелина более 5 % может быть, таким образом, названа «базанитоидом» [131]. Это, между прочим, хороший пример того, как термин петрографического происхождения получил разумное переопределение в химическом смысле. Этот процесс происходит в наши дни часто без изменения или по крайней мере определения термина, так что читатель обычно не переориентируется на это переопределение.

В этой концепции выделения щелочных базальтов как пород с массовой долей нормативного нефелина от 0 до 5 %, кажущейся простой и прямолинейной, заключены свои трудности. Вопросы возникают в том случае, когда порода, возможно, была подвергнута позднему или послекристаллизационному окислению, в результате которого возросло количество Fe_2O_3 по отношению к Fe_2O . Расчеты нормативного состава включают все содержание Fe_2O_3 равным молярным количеством FeO для определения формирования нормативного магнетита, который, безусловно, не содержит кремнезема вообще, так что анализы пород,

Обобщение петрографических различий между толентами и щелочными базальтами, включая различия, наблюдаемые Р. Уайтом у базальтовых пород Гавайских островов

Толенты	Щелочные базальты
1. Ультрамафические ксенолиты очень редки (если присутствуют, то преимущественно в виде гломеропорфировых фенокристаллов оливина)	Ультрамафические ксенолиты довольно обычны, в них преобладают дунит и верлит (минеральный состав указывает на равновесие при высоких давлениях)
2. Крупные оливинные фенокристаллы встречаются нечасто	Часто встречаются оливинные фенокристаллы среднего размера
3. Оливинные фенокристаллы, как правило, не обладают зональностью	Зональность оливинных фенокристаллов подчеркивается обогащенными железом каемками с более высоким дупреломлением, часто измененным до иддингсита
4. Оливин может вступать в реакцию Боуэна — Андерсона, образуя ортопироксеновую каемку	Пироксен не нарастет на оливин
5. Могут присутствовать ортопироксеновые фенокристаллы	Ортопироксен отсутствует
6. Мафические фенокристаллы часто сопровождаются фенокристаллами плагиоклаза (последовательность образования фенокристаллов обычно оливин — плагиоклаз — авгит)	Фенокристаллы плагиоклаза встречаются относительно более редко (последовательность образования фенокристаллов оливин — авгит — плагиоклаз)
7. Аккумулятивные породы, связанные с толентами, представлены океанитами (богатými фенокристаллами оливина)	Аккумулятивные породы, связанные с щелочными базальтами, обычно представлены анкарамидами (богатými фенокристаллами оливина и авгита)
8. Если в фенокристаллах присутствует авгит, то это обычный авгит бледно-коричневого цвета	Известковый авгит в фенокристаллах обычно содержит титан; в каемках может встречаться типичная пурпурная окраска
9. Основная масса, как правило, относительно тонкозернистая, характерна интергранулярная структура	Основная масса обычно относительно более грубая (для потоков сравнимых размеров), ее структура может изменяться от интергранулярной до субофитовой и даже офитовой
10. В основной массе нет оливина	Оливин присутствует как компонент основной массы (помимо какого-либо железомagneзального пироксена) Единственная разновидность пироксена в основной массе — титансалит
11. Пироксен основной массы (если его можно определить) изменчив и может состоять либо из (1) пижонита (редко гиперстена) совместно с субкальциевым авгитом или авгитом, либо быть (2) единственным видом, субкальциевым авгитом	

Толенты	Щелочные базальты
12. Отсутствует щелочной полевой шпат (за исключением случаев, когда он входит в состав стекловатого пересыщенного метастазиса) или анальцит	Интерстициальный щелочной полевой шпат с трудом может распознаваться: менее обычен анальцит
13. Часто встречается интерсертальная структура с мезостазином в виде стекла, часто измененного до хлорофента	Интерстициальное стекло встречается редко или отсутствует
14. Биотит обычно отсутствует	Спорадически встречается аксессуарный биотит

имеющих высокое отношение соединения трехвалентного железа к содержанию двухвалентного оксида, обусловленного вторичными процессами, приведут к случайно завышенным значениям концентрации кремнезема, доступного для других нормативных минералов, и, следовательно, дадут неверное определение принадлежности породы к той или иной группе магматических образований. Очевидно, что было бы желательно перед расчетом нормативного состава и использованием его для сравнительных целей вводить некоторую коррекцию в необработанные анализы. Такая корректировка часто проводится. Она может принимать различные формы, а именно: можно уменьшить количества Fe_2O_3 до какого-то постоянного значения или до некоторой постоянной пропорции всего присутствующего оксида железа (III), или можно использовать более усложненные коррекции, соотносящие концентрации Fe_2O_3 с остальными химическими параметрами, такими как содержание щелочей или TiO_2 (не надо упускать из виду, что «истинные» содержания магматического Fe_2O_3 и отношения заметно меняются в различных группах мафических пород). Поскольку еще отсутствует принятое мнение по поводу этой обработки (см. дискуссию в работе Ч. Хьюджеса и Е. Хасса), то этот поправочный коэффициент (или отсутствие какой-либо поправки) оказывает отрицательное влияние при сравнении данных. Довод для принятия некоторого разумного среднего отношения был приведен Ч. Хьюджесом и Е. Хассом (привести содержание Fe_2O_3 к значению 0,2 от всего содержания оксидов железа), но он может быть подвергнут критике, так как «действительные» отношения ниже, чем в БСОХ и коматитах, и, очевидно, стремятся быть выше в более щелочных мафических породах. Однако принятие его или какого-либо другого согласованного аналогичного условного значения внесло бы ясность в существующую путаницу.

Дальнейшая сложность заключается в том, что некоторые породы, переходные между толеитами и щелочными базальтами, могут быть гиперстен-нормативными, но имеют явное петрографическое родство с щелочными базальтами [168], поскольку ни в них, ни в членах их ассоциаций оливин не вступает в реакцию с железомagneзиальным пироксеном.

Эмпирическое отделение щелочных базальтов (и вообще более щелочных мафических пород) от толеитов (и вообще «субщелочных» пород) с помощью вариационной диаграммы, в которой все щелочи ($Na_2O + K_2O$) соотнесены с кремнеземом, уже упоминалось выше (см. рис. 8). Это, вероятно, наиболее часто употребляемая вариационная диаграмма главных элементов, используемая

для распознавания пород в настоящее время, особенно для неизменных мафических вулканических пород. Сложность использования диаграммы для сильно измененных пород заключается в том, что вторичные процессы, включающие частичное или полное замещение пирогенного плагиоклаза альбитом, очевидно, сопровождаются метасоматическим привнесом натрия в породу. По этой причине сплитизированные толенты на вариационной диаграмме попадают в поле щелочных базальтов (см. гл. 8).

Следующее химическое отличие толентов от щелочных базальтов относится к составу авгитовых фенокристаллов (если они имеются). Последние в толенте представлены нормативным гиперстеном, тогда как в щелочных базальтах они обогащены кремнеземом и содержат нормативный нефелин благодаря наличию твердых растворов в виде жадеита ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$) и Са-молекулы Чермака ($\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$). Эти недонасыщенные кремнеземом компоненты (стехиометрические аналоги соответственно альбита и анорита, в каждом на одну молекулу меньше кремнезема) отражают кристаллизацию клинопироксена в щелочных базальтах из расплавов с меньшей активностью кремнезема, чем в толентах.

Фракционирование серий щелочных базальтов сохраняет серии пород от несколько недонасыщенных до насыщенных, известных как гавайиты, муджиериты, бенмориты и трахиты. Первые три специфичны для серий щелочных базальтов. Это хороший пример необходимости создания новой классификации, чьи таксоны пересекали бы подразделения традиционной петрографической схемы. Средние анализы этих пород с Гавайских островов, где они интенсивно изучались, приведены в табл. 9 (использованы данные Г. А. Макдональда)*. Петрографически гавайит является основной породой с несколько низким цветным индексом для базальта и характеризуется плагиоклазом андезинового состава (по этой причине он неправильно называется в некоторых старых отчетах андезитом). Муджиерит, хотя и является все еще базальтовой породой по виду, но имеет еще более низкий цветной индекс (около 20—25) и обычно содержит плагиоклазовые микрофенокристаллы натриевого плагиоклаза андезинового состава, переходящего в основной массе в известково-анортоклазовый полевой шпат (по данным И. Мера и Ч. Тилли). Благодаря относительной распространенности и распределению таблитчатых полевошпатовых микролитов многие муджиериты в обнажениях становятся сланцеватыми и отбирать из них образцы очень трудно. Как гавайиты, так и муджиериты могут содержать оливин, который при увеличении концентрации натрия в составе плагиоклаза постепенно обогащается железом. Бенморит не имеет четко определенного минералогического

* Серия магматических пород определена в основном по составу и не нуждается в таком территориальном ограничении, как термин *провинция*. Это можно продемонстрировать на примере упразднения названий, происшедших от Гебридских островов, где также имеются серии щелочных базальтов (Муджиери — это деревня на о. Скай, Бен-Мор — гора в Малле) для принятия классических серий щелочных базальтов на о. Гавайи.

Средние химические составы и нормативные составы CIPW средних членов Гавайской серии щелочных базальтов

Элемент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	44,1	45,4	47,9	51,6	57,1	61,7
Al ₂ O ₃	12,1	14,7	15,9	16,9	17,6	18,0
Fe ₂ O ₃	3,2	4,1	4,9	4,2	4,8	3,3
FeO	9,6	9,2	7,6	6,1	3,0	1,5
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
MgO	13,0	7,8	4,8	3,3	1,6	0,4
CaO	11,5	10,5	8,0	6,1	3,5	1,2
Na ₂ O	1,9	3,0	4,2	5,4	5,9	7,4
K ₂ O	0,7	1,0	1,5	2,1	2,8	4,2
TiO ₂	2,7	3,0	3,4	2,4	1,2	0,5
P ₂ O ₅	0,3	0,4	0,7	1,1	0,7	0,2
Всего	99,3	99,3	99,1	99,4	98,4	98,6
Q	—	—	—	—	3,4	—
C	—	—	—	—	0,2	—
or	4,2	6,0	9,0	12,5	16,8	25,2
ab	10,8	18,7	31,9	42,4	50,8	63,6
an	22,6	23,9	20,3	15,8	13,1	3,6
ne	2,9	3,8	2,2	2,0	—	—
di	26,5	21,2	12,6	6,3	—	1,0
hy	—	—	—	—	5,8	0,1
ol	23,4	16,0	12,3	10,9	—	1,5
mt	3,7*	3,9*	3,6*	3,0*	6,0**	3,7**
il	5,2	5,8	6,5	4,6	2,3	1,0
ap	0,7	0,9	1,7	2,6	1,7	0,5
Значение M	65	52	41,5	37	27,5	13

Примечание. 1 — по девяти анкарамитов; 2 — по 35 щелочным оливиновым базальтам; 3 — по 62 гавайитам; 4 — по 23 муджнеритам; 5 — по пяти бенморитам; 6 — по пяти трахитам (все анализы по Дж. Макдональду).

* Fe₂O₃/(Fe₂O₃+FeO) пересчитано на 0,2.

** Fe₂O₃ и FeO пересчитаны на равные содержания Fe.

состава, а трахиты — существенно кислые породы, обычно с содержанием кремнезема свыше 60 %. На практике содержание кремнезема часто употребляется в определенных пределах для классификации анализируемых пород внутри серии. Например, А. Дункан при работе с вулканическими породами г. Этна использовал следующее произвольное деление серии щелочных базальтов по массовой доле SiO₂ (в %).

Гавайиты	47—52
Основные муджнериты	52—55
Муджнериты	55—58
Бенмориты	58—62

Дж. Макдональд показал, что последовательные члены серии щелочных базальтов на Гавайских островах могли бы, вероятно, быть выделены путем вычитания химического состава наблюдаемых фенокристаллических фаз, из состава материнской щелочной базальтовой магмы и последовательно выделяющихся расплавов. Таким образом, представляется, что механизм кристаллического фракционирования доказан или по крайней мере правдоподобен для этой серии близко родственных дифференцированных пород.

Конечным продуктом фракционной кристаллизации в серии щелочных базальтов может быть не трахит, а породы, включающие небольшие количества либо отчетливо пересыщенных (например, пантеллерит и комендиты с о. Терсейра, Азорские острова [192]), либо недонасыщенных (например, фонолиты о. Св. Елены). Породы этих составов, безусловно, более тесно, чем трахит, связаны с породами, соответствующими двум минимумам в системе $\text{SiO}_2\text{—Ne—KS}$, которые, по нашим предположениям, должны были бы получиться в результате крайней степени фракционирования. Часто встречающийся в обоих случаях перщелочной минеральный состав отражает «плаггиоклазовый эффект», за счет последнего продолжающееся фракционирование плаггиоклаза (не только более известкового, но и более богатого алюминием, чем расплав, из которого он кристаллизуется, по крайней мере в простой системе An—Ab) может в конце концов привести к перщелочным условиям в расплаве. При наличии в конечных продуктах, связанных с серией дифференцированных щелочных базальтов, как недонасыщенных, так и пересыщенных пород предполагается, что серия щелочных базальтов могла бы быть подразделена на основании небольших начальных различий в активности кремнезема, отраженных в заключительных продуктах фракционной кристаллизации. При этом необходимо исключить вероятность влияния других факторов, таких как перенос щелочей с помощью газа. Химические составы пород двух серий океанических щелочных базальтов, иллюстрирующие описанные выше две противоположные возможности, представлены в табл. 10 и 11, а именно серия Азорских островов, заканчивающаяся комендитом, и серия о. Св. Елены, заканчивающаяся фонолитом.

Анализы, приведенные в табл. 10, выбраны из описания о. Терсейра Азорского архипелага, сделанного С. Селфом и Б. Ганном [192]. Они охватывают породы, собранные из зоны разломов и вулкана Санта-Барбара — двух областей острова, наиболее активных за последнее время. Приведенные анализы были пересчитаны на 100 % на безводной основе с небольшим округлением в некоторых из их суммарных значений. Суммарное железо было описано как Fe_2O_3 , а в сопутствующих нормативных расчетах соотношение его оксидов было произвольно пересчитано. Доказано, что щелочные базальты и гавайиты являются нефелин-нормативными, а остальные — гиперстен-нормативными. Пантеллеритовый трахит и комендит содержат нормативные акмит и кварц.

Избранные анализы и нормативные составы СРW молодых вулканических пород о. Терсейра (Азорские острова); серии щелочные базальты — трахиты — комендиты (по С. Селфу и Б. Ганну)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	46,76	46,61	48,11	54,15	57,36	64,83	67,43
Al ₂ O ₃	13,99	13,84	16,13	15,62	16,71	13,98	13,88
Fe ₂ O ₃	12,17*	13,20*	12,03*	10,37*	8,61*	6,05*	5,25*
MnO	0,18	0,21	0,18	0,20	0,16	0,27	0,21
MgO	7,39	5,91	4,06	2,77	2,71	0,41	0,13
CaO	11,71	11,10	10,14	6,40	5,48	0,98	0,71
Na ₂ O	3,37	3,76	3,97	4,97	5,17	8,01	7,13
K ₂ O	0,87	1,18	1,22	2,19	2,38	5,00	4,91
TiO ₂	2,90	3,42	3,56	2,40	1,43	0,44	0,34
P ₂ O ₅	0,66	0,76	0,59	0,91	—	0,04	—
Всего	100,00	99,99	99,99	99,98	100,01	100,01	99,99
Q	—	—	—	3,9	4,3	5,5	10,7
or	5,2	7,1	7,3	13,0	14,1	29,6	29,1
ab	20,8	21,8	29,1	42,3	43,9	44,2	44,2
ap	20,7	17,6	22,8	13,9	15,4	—	—
pe	4,3	5,6	2,6	—	—	—	—
ps	—	—	—	—	—	3,2	1,8
ac	—	—	—	—	—	8,8	7,6
di	27,3	27,1	19,9	9,5	9,4	4,0	3,1
hy	—	—	—	3,2	3,8	1,7	2,9
ol	11,3	9,0	6,9	—	—	—	—
mt	3,3**	3,6**	3,2**	7,6***	6,3***	—***	—***
il	5,6	6,6	6,8	4,6	2,7	0,8	0,7
ap	1,6	1,8	1,4	2,1	Нет данных	0,1	Нет данных
Значение M	54,2	46,6	39,7	34,1	37,9	11,3	4,5

Примечание. 1 — щелочной оливиновый базальт, зона разломов; 2 — щелочной оливиновый базальт, зона разломов; 3 — гавайит, влк. Санта-Барбара; 4 — афировый муджнерит, влк. Санта-Барбара; 5 — бенморит, влк. Санта-Барбара; 6 — пантеллеритовый трахит, влк. Санта-Барбара; 7 — комендитовый обсидиан, влк. Санта-Барбара.

* Суммарное железо описано как Fe₂O₃.

** Fe₂O₃/(Fe₂O₃+FeO) пересчитано на 0,2.

*** Fe₂O₃ и FeO приведены к Fe.

Средние химические составы и нормативные составы CIPW членов серии щелочных базальтов — фонолитов о. Св. Елены, южная часть Атлантического океана (по И. Бейкеру)

Элемент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	45,68	47,63	55,52	59,00	60,81	60,28
Al ₂ O ₃	16,04	16,37	17,46	17,76	18,24	19,08
Fe ₂ O ₃	2,50	4,46	2,83	3,11	2,05	2,22
FeO	9,61	8,08	5,93	3,93	2,78	1,44
MnO	0,22	0,26	0,24	0,26	0,21	0,20
MgO	5,72	4,06	1,52	0,33	0,22	0,07
CaO	9,06	7,12	3,50	2,20	1,82	0,95
Na ₂ O	3,72	4,98	6,24	7,50	7,24	8,94
K ₂ O	1,41	1,85	3,01	3,97	4,68	5,02
TiO ₂	3,39	2,86	0,80	0,31	0,15	0,05
P ₂ O ₅	0,59	0,87	0,44	0,11	0,05	0,04
H ₂ O ⁺	1,82	1,24	1,98	1,16	1,45	1,54
H ₂ O ⁻	0,28	0,24	0,40	0,31	0,24	0,18
Всего	100,04	100,02	99,87	99,95	99,94	100,01
or	8,5	11,1	18,2	23,8	28,2	30,2
ab	23,6	30,7	51,8	53,9	54,8	45,3
an	23,4	17,1	11,0	3,1	3,5	—
pe	4,6	6,7	1,3	5,7	4,1	14,1
ac	—	—	—	—	—	4,9
di	15,3	10,9	3,3	6,3	4,7	4,0
hy	—	—	—	—	—	—
ol	13,1	12,5	7,6	1,7	1,3	0,5
mt	3,6*	3,6*	4,2	4,6	3,0	0,8
il	6,6	5,5	1,6	0,6	0,3	0,1
ap	1,4	2,1	1,1	0,3	0,1	0,1
Значение M	46	37	24	8	7,5	3

Примечание. 1 — по четырем анализам щелочных базальтов; 2 — по трем анализам «трахибазальтов»; 3 — по трем анализам «трахиандезитов»; 4 — по трем анализам трахитов; 5 — по трем анализам «фонолитовых трахитов»; 6 — по двум анализам фонолитов.

* Fe₂O₃/(Fe₂O₃+FeO) пересчитано на 0,2.

В табл. 11 даны осредненные анализы шести петрографических группировок пород, изменяющихся по составу от щелочных базальтов через трахиты до фонолитов, с учетом данных И. Бейкера по петрологии о. Св. Елены. Все породы содержат нормативный нефелин, а трахит нормативен акмиту. И. Бейкер пришел к выводу, что, тогда как процессы фракционирования кристаллов привели к образованию серий пород от щелочных базальтов до трахитов, химический состав фонолитов может дополнительно отражать некоторый перенос летучих компонентов на поздних стадиях и миграцию богатых щелочами флюидов. Значения M даже среди наи-

Приблизительные средние значения некоторых важных рассеянных элементов (в г/т) в толеитах и щелочных базальтах

Порода	Содержания рассеянных элементов					
	Cr	Ni	Ba	Rb	Sr	Zn
Толейт	140	75	200	5	400	100
Щелочной базальт	142	80	400	30	700	125

более основных представителей серий пород о. Св. Елены низки. Это позволяет предполагать интенсивное фракционирование, т. е. здесь мы видим петрографическую и топографическую вершину огромной пирамиды фракционированных пород.

Для обсуждения значений содержаний рассеянных элементов в щелочных базальтах, особенно для противопоставления щелочных базальтов толеитам, обратимся к представлению о границе между этими породами, высказанному Ф. Гастом, который утверждает, что:

«В большинстве случаев обсуждение проблемы родоначальной магмы и генетических взаимоотношений между типами магм проводится на основании их объемных составов (основных элементов) и взаимоотношений при равновесных фазах. Следовательно, целесообразно более детально установить отличия, которые могут основываться на геохимии рассеянных элементов.

Даже поверхностный обзор концентраций рассеянных элементов в вулканических породах указывает на то, что они должны нести очень важную информацию, касающуюся генетических взаимоотношений различных расплавов. Например, в классе пород, описанных как базальты, амплитуда колебаний содержания Rb, Cs и Ba превышает два порядка. В самом деле, различные содержания рассеянных элементов в насыщенных и недонасыщенных вулканических породах являются такими же характерными признаками этих типов магмы, как и их минеральный состав и химические свойства главных элементов».

Из табл. 12 видно, что, тогда как содержания Cr и Ni сравнимы (а это позволяет предполагать, что ни одна из групп пород не претерпела заметно более раннего фракционирования оливина, чем другая), содержание несовместимых элементов, особенно Rb, последовательно выше в группе щелочных базальтов. По относительной распространенности РЗЭ щелочные базальты существенно отличаются от толеитов БСОХ. Распределение РЗЭ показывает усиление тенденции, наблюдаемой в ТОО, т. е. относительное обогащение легкими РЗЭ (см. рис. 19).

Значения отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})^{\circ}$ последовательно выше в щелочных базальтах океанических островов (0,7030—0,7045) [163], чем в БСОХ, и в целом выше, чем в ТОО (см. [32]). Разница в отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в БСОХ и ТОО обусловлена различными мантийными источниками; та же причина может быть применима и к океаническим щелочным базальтам, но должен рассматриваться другой коэффициент. Радиогенный ^{87}Sr в мантии является необы-

чайно несовместимым элементом или, точнее, несовместимым изотопом, поскольку он был совершенно не к месту в кристаллической решетке любого акцессорного мантийного минерала (флогопита?) или на плоскостях кристаллов, которые усваивают в первую очередь К и, следовательно, Rb. Он должен бы интенсивно выделяться в жидкую фазу во время частичного плавления совместно с несовместимыми элементами и по той же причине. Незначительное частичное плавление, таким образом, может привести к более высокой величине $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в расплавах, сформировавшихся первыми по отношению к расплавам, выделяющимся при более высоких степенях частичного плавления.

Вслед за Ф. Гастом можно считать, что доступные данные по содержаниям несовместимых элементов согласуются с гипотезой, по которой первозданные магмы, поставляющие щелочные базальты, выделились при более низких степенях частичного плавления из верхней мантии принятого минерального состава, чем магмы, формировавшие толеиты. Причем образование толеитов, возможно, сопровождалось более отчетливо выраженными процессами зонной очистки (см. гл. 7). Следовательно, данные по содержанию рассеянных элементов поддерживают представления о различной природе групп толеитов и щелочных базальтов. В дополнение к этому по распределению РЗЭ предполагается, что дальнейшее различие возникает под действием эколгитового фракционирования первозданной щелочно-базальтовой магмы при высоком давлении; в меньшей степени этот процесс проявлен в случае первозданных магм ТОО и не характерен для первозданной магмы БСОХ.

Дж. Макдональд высказывает противоположную точку зрения, что относительно небольшие количества щелочных базальтов на Гавайских островах могли быть результатом пироксенового фракционирования на глубине первозданной богатой оливином толеитовой магмы. Однако это заключение основывается только на петрохимических данных по главным элементам и не учитывает значения представлений, базирующихся на содержаниях рассеянных элементов.

На о. Гранд-Комор, самом молодом острове Коморского архипелага [201], обнаружена интересная серия щелочных базальтов и более щелочных базанитов с хорошо выраженными типичными чертами пород обеих групп. В этом районе щелочные базальты влк. Картала образуют типичную фракционированную серию, связанную, вероятно, с выпадением из родоначальной магмы оливина и авгита, наблюдаемых в составе фенокристаллов (см. рис. 13). Было бы логично принять, что материнская магма эквивалентна наиболее богатым магмием афировым породам, анализы которых можно сделать (и, таким образом, исключить вероятность считать кумулаты соответствующими материнской магме). Наоборот, базаниты соседнего влк. Ла-Грилль труднее поддаются объяснению. Влк. Ла-Грилль представляет собой щитовой массив с относительно пологими склонами, предполагается, что в результате изверже-

Избранные анализы и нормативные составы СРW пород базанит-фонолитовой серии влк. Ла-Канадас, о. Тенериф (по У. Ридли)

Элемент	1	2	3	4
SiO ₂	42,64	48,00	55,51	58,57
Al ₂ O ₃	13,85	17,77	17,04	18,12
Fe ₂ O ₃	4,61	2,43	2,49	2,01
FeO	7,90	6,20	4,07	2,44
MnO	0,20	0,20	0,23	0,19
MgO	8,63	4,42	2,25	0,98
CaO	11,86	8,48	2,75	0,88
Na ₂ O	3,96	5,48	8,13	10,18
K ₂ O	0,91	2,36	4,45	5,27
TiO ₂	4,30	2,76	1,93	0,83
P ₂ O ₅	0,81	0,84	0,40	0,07
H ₂ O ⁺	0,38	0,31	1,06	0,47
H ₂ O ⁻	0,15	0,34	0,17	0,12
Всего	100,20	99,59	100,48	100,13
or	5,4	14,1	26,5	31,1
ab	8,1	21,5	33,3	35,6
an	17,4	17,1	—	—
pe	13,9	13,7	16,3	15,6
ns	—	—	—	3,5
ac	—	—	5,3	6,0
di	29,4	16,3	9,1	3,4
hy	—	—	—	—
ol	12,1	7,5	3,9	3,1
mt	3,6*	2,5*	1,1	—
il	8,2	5,3	3,7	1,6
ap	1,9	2,0	0,9	0,2
Значение M	55,7	47,8	38,0	28,2

Примечание. 1 — поток афировых базанитов; 2 — трахибазанитовая волнистая лава; 3 — поток плагиоклазовых фонолитов; 4 — поток фонолитов.

* Fe₂O₃/(Fe₂O₃+FeO) пересчитано на 0,2.

ний магмы здесь было образовано 120 пирокластических конусов. Базаниты содержат обильные мафические ксенолиты и имеют ярко выраженную порфириковую структуру. Вкрапленники представлены оливином, который может быть частично ксеногенным (т. е. образовавшимся при механическом разрушении ксенолитов), частично скелетным (позволяющим предположить подавленную кристаллизацию обогащенной магнием магмы) или эвгдральным (подтверждающим возможность влияния аккумуляции на объемный химический состав пород). В химическом отношении они не образуют когерентной серии, которая может быть фракционирована на высоком уровне, как в случае лав Картала, но, очевидно, быстро извергались с глубин в виде отдельных небольших партий

Химические составы и составы CIPW представительных пород о. Тристан, архипелаг Тристан-да-Кунья, серия богатых калием высокощелочных пород (по П. Бейкеру)

Элемент	1	2	3	4	5
SiO ₂	42,78	45,98	49,44	54,57	60,23
Al ₂ O ₃	14,27	17,05	18,46	19,47	20,15
Fe ₂ O ₃	5,89	3,70	2,87	2,83	2,20
FeO	8,55	7,12	5,37	2,87	0,91
MnO	0,17	0,17	0,16	0,18	0,14
MgO	6,76	4,61	3,31	1,50	0,49
CaO	12,01	10,20	7,47	5,65	2,15
Na ₂ O	2,79	3,99	4,95	5,82	6,58
K ₂ O	2,06	3,02	3,68	4,85	6,23
TiO ₂	4,14	3,41	3,19	1,75	0,80
P ₂ O ₅	0,58	0,75	1,10	0,51	0,11
Всего	100,0*	100,0*	100,0*	100,0*	100,0*
or	12,2	17,9	21,8	28,7	36,8
ab	3,2	9,5	22,8	28,8	42,0
an	20,4	19,7	17,3	12,7	7,1
ne	11,1	13,2	10,4	11,1	7,5
di	29,1	21,4	10,4	10,1	2,3
hy	—	—	—	—	—
ol	10,6	7,0	6,4	2,5	0,3
mt	4,1**	3,1**	2,4**	1,6**	2,3***
il	7,9	6,5	6,1	3,3	1,5
ap	1,4	1,8	2,6	1,2	0,3
Значения M	46,2	43,6	42,1	32,3	22,4

Примечание. 1 — оливиновый базальт; 2 — трахибазальт (среднее по тринадцати анализам трахибазальтов с массовой долей SiO₂ менее 48 %); 3 — трахибазальт (среднее по трем анализам трахибазальтов с массовой долей SiO₂ более 48 %); 4 — трахитандзит (среднее по девяти анализам); 5 — трахит (среднее по пяти анализам).

* Анализы пересчитаны на 100 % на безводной основе.

** Fe₂O₃/(Fe₂O₃+FeO) пересчитана на 0,2.

*** Fe₂O₃ и FeO пересчитаны на содержание равных массе Fe.

магмы, которые, вероятно, отражают изменяющиеся степени фракционирования при высоком давлении [201].

В противоположность Ла-Грилло, где не хватает некоторых членов базанитовой серии, о. Тенериф, самый большой из Канарских островов, площадью более 2000 км², в плиоцен-плейстоценовых вулканогенных породах содержит хорошо описанную серию пород от базанитов до фонолитов с большим количеством средних и кислых разновидностей. Следуя классификации У. Ридли [180], можно все типы пород, составляющих как афировые, так и порфиоровые разновидности, условно разделить на четыре группы: база-

ниты, трахибазальты, плагиоклазовые фонолиты и фонолиты (табл. 13). Однако наличие континуума, наряду с ассоциацией фонолитов, и пород несколько повышенной щелочности с составом, связанным с недонасыщенным минимумом в системе $\text{SiO}_2 - \text{Ne} - \text{KS}$, убедительно свидетельствует о происхождении этой серии путем фракционирования родоначальной базанитовой магмы.

Необычайно богатая калием серия щелочных базальтов найдена на о. Тристан, крупнейшем (площадь около 100 км^2) среди островов Тристан-да-Кунья, расположенных в 500 км к востоку от Срединно-Атлантического хребта. На о. Тристан обнажаются самые молодые вулканические породы архипелага. Остров имеет форму простого конуса с паразитическими жерлами и куполами, возвышается на 2060 м над уровнем моря и приблизительно на 5800 м над основанием вулканической постройки. После хорошо известного извержения в октябре 1961 г. и эвакуации обитателей острова в начале 1962 г. в результате работы экспедиции Королевского лондонского общества собрано очень много детальной информации. Породы о. Тристан образуют серию, охватывающую ряд от аккумулятивных анкармитов и щелочных базальтов, через промежуточные разности до фонолитов. Все породы содержат нормативный нефелин (хотя в отчете кислые члены именуются трахитами), но нефелин фактически отсутствует. Тем не менее для многих членов группы трахибазальтов, которые, следовательно, формально соответствуют базанитам из-за присутствия модального полевого шпата, характерен лейцит в виде интерстициальных кристаллов и субгидральных кристаллов основной массы. Оказывается, с присутствием лейцита связано относительно высокое отношение K/Na (табл. 14). Таким образом, серия о. Тристан характеризуется более низкой щелочностью по сравнению с породами о. Тенериф и более высоким отношением K/Na . Это указывает на необходимость использования графиков общая щелочность — отношение $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$, а не значений M для этих и других серий щелочных базальтов.

3.5. ВЫСОКОЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

Примером высокощелочных пород океанических островов служит серия Гонолулу на о. Оаху, Гавайский архипелаг (см. рис. 17). Эти породы очень молоды и отделяются во времени несколькими миллионами лет от основной стадии извержения толеитовых вулкаников о. Оаху, в результате которого возник этот остров. Серия Гонолулу сложена продуктами извержений приблизительно из 40 жерл, разбросанных на территории около 400 км^2 в юго-восточной части о. Оаху. Извержения обычно носят взрывчатый характер, при этом образуются небольшие конусы, часто встречаются ультрамафические ксенолиты, а в некоторых жерлах магма присутствует только в виде спекшихся брызг. При таких обстоятельствах нельзя говорить о магматической серии, поскольку эруптивная порода является по составу строго мафической. Характер-

Представительные анализы и нормативные составы CIPW щелочных гавайских лав (по Дж. Макдональду)

Элемент	1	2	3	Элемент	1	2	3
SiO ₂	39,7	39,4	36,6	or	—	3,2	—
Al ₂ O ₃	11,4	10,2	10,8	ab	—	—	—
Fe ₂ O ₃	5,3	6,5	5,7	ap	10,8	12,5	8,7
FeO	8,2	7,0	8,9	pe	17,8	12,7	20,1
MnO	0,2	0,1	0,1	le	5,7	3,2	5,0
MgO	12,1	14,1	12,6	di	34,5	35,1	23,3
CaO	12,8	12,3	13,6	hy	—	—	—
Na ₂ O	3,8	2,7	4,1	ol	15,8	15,4	25,7
K ₂ O	1,2	1,2	1,0	mt	7,9	9,7	8,8
TiO ₂	2,8	3,3	2,8	il	5,4	6,4	5,7
P ₂ O ₅	0,9	0,8	1,1	ap	2,1	1,9	2,7
				Значение M	62	66	61
Всего	98,4	97,6	97,3				

Примечание. 1 — среднее по 10 нефелинитам; 2 — представительный анкаратрит (оливиновый нефелинит); 3 — среднее по семи мелилитовым нефелинитам.

ные типы пород, отличающиеся по своему высокому содержанию щелочей от любой более древней лавы щитовых вулканов, включают нефелинит, анкаратрит и мелилитовый нефелинит (табл. 15). Их значения *M* (61—66) соответственно выше для неаккумулятивных мафических пород, на основании чего можно сделать вывод о том, что после достижения равновесия между магмой и мантийным материалом фракционирование либо осуществлялось в очень незначительной степени, либо вовсе не происходило. Это подтверждается повсеместным присутствием комплекса ультрамафических включений. На основании размера этих ксенолитов, который обычно не превышает 10 см и редко достигает 30 см, относительно высокой плотности и их минералогического состава принято считать, что они были захвачены при быстром подъеме магмы с глубин до 100 км. Однако Р. Спарк [200] оспаривает вывод о скорости подъема, основываясь на полевых наблюдениях лав Гавайских островов и Этны, поскольку лавы ведут себя, по крайней мере при извержении, как жидкости Бингема с высоким пределом текучести.

Здесь пора отвлечься и рассмотреть сущность этих загадочных ультрамафических включений, или ультраосновных ксенолитов, присутствие которых так характерно для высокощелочных мафических пород. В отчете Р. Уайта дано полное описание ксенолитов серии Гонолулу. Он приходит к выводу, что, хотя включения и вмещающие мафические породы генетически связаны, они, возможно, имеют несколько способов формирования. Ксенолиты ультраосновных пород отсутствуют в толентах (отдельно от гломеро-

порфиновых кристаллов оливина), редки в щелочных базальтах, но часто встречаются во все более щелочных мафических породах. В минералогическом отношении в их составе изменяются пропорции высокомагнезиального оливина, ортопироксена и клинопироксена, обычно совместно с одним из глиноземистых минералов — шпинелем или гранатом. Текстуры изменяются от грубой изотропной до отражающей воздействие напряжения, с которым связаны перекристаллизация мелкозернистых агрегатов и развитие полигональных образований. В некоторых ксенолитах содержится стекловатое вещество зоны закалки. В типичном случае включения характеризуются усложненным распадом твердых растворов (например, эксолюцией шпинели из алюминиевого пироксена). В ксенолитах преимущественно вебстеритового и гранат-вебстеритового состава в Солт-Лейк-Крейтор (о. Оаху) образуются гранат+пироксен из клинопироксена и гранат+клинопироксен из ортопироксена [18].

Можно рассмотреть несколько возможных вариантов происхождения ксенолитов:

1) продукты фракционирования первичной магмы на глубине (т. е. в течение подъема такой магмы, по мере ее превращения на коровых уровнях в родоначальную магму);

2) «реститы», образовавшиеся из вещества первозданной мантии (т. е. ксенолиты — это комплементарная твердая фракция по отношению к жидкой магме, выплавившейся во время этапа частичного плавления);

3) «случайные» включения мантийного вещества, имеющие состав, переходный от первозданной мантии к мантии, деплетированной в результате предыдущих этапов частичного плавления, и следовательно, непохожие случаи 1 и 2 генетически не связаны непосредственно с вмещающей магмой.

Установить критерии очень трудно, так как во всех трех возможных случаях следовало бы предвидеть минеральный состав ультраосновных пород, а их текстуры в значительной мере переработаны. Для выявления первозданного мантийного вещества можно было бы использовать конвергенцию состава в сочетании с соответствующими химическими свойствами. П. Харрис с соавторами [94] показал, что некоторые ультраосновные ксенолиты могут быть действительно в достаточной степени обогащены несовместимыми элементами и характеризовать состав первичного мантийного вещества. Обследование их химических компонентов с достоверностью позволяет утверждать, что если бы это было так, то в составе верхней мантии должны были бы существовать региональные различия (см. разд. 4.2 о кимберлитах и сопровождающих их породах). Прогрессирующее обеднение щелочами и несовместимыми элементами должно было бы в общем случае быть свойственно мантийным реститам. Продукты фракционирования обычно характеризуются одной или несколькими кристаллизационными минеральными фазами, структуру можно представить сланцеватой или структурой кумулуса (хотя по аналогии со струк-

турами перекристаллизации внутри крупной коровой расслоенной интрузии, например в комплексе Стиллоутер, трудно ожидать, что отчетливая структура кумулуса сможет сохраниться в течение длительного времени при мантийных температурах. Ряд щелочных базальтов содержит ксенолиты с продуктами фракционирования, приуроченными к различным глубинам и отличающимися по минеральному составу от обыкновенных ассоциаций (с плагиоклазом) до парагенезисов высокого давления. Присутствие в некоторых ксенолитах дупироксеновой ассоциации в виде захваченных продуктов фракционирования свидетельствует в пользу моделей фракционирования пироксена, соответствующих отдельным стадиям истории развития щелочных базальтов. Особый интерес вызывает возможный критерий происхождения пород, основанный на представлениях о вероятном поведении изотопов Sr в течение процесса формирования магмы. Продукты фракционирования находились в состоянии равновесия с жидкой фазой, и их минеральные фазы должны были иметь идентичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Однако с каждым днем накапливаются доказательства, что изотопное равновесие между мантийными фазами не наступает, несмотря на длительное время их сосуществования при высоких температурах. Стронций встречается в мантийном клинопироксене примерно в 100 раз чаще, чем в оливине или ортопироксене, тогда как Rb (хотя это не часто встречающийся элемент) имеет гораздо более равномерное распределение. Так что два последних минерала за время существования в мантии приобретают заметно большую величину отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [94].

На архипелаге Фернанду-ди-Норонья и на о. Тринидад распространены самые высокощелочные из известных пород океанических островов. Эти породы совместно с другими, развитыми на океанических островах, хорошо описаны И. Кармайклом с соавторами. Полезно ознакомиться также с обзором П. Бейкера, который посвящен петрологии различных южно-атлантических островов, охватывающим широкий спектр пород от переходных до серий повышенной щелочности.

По сравнению с БСОХ, ТОО и щелочными базальтами эти более щелочные породы отличаются большей изменчивостью состава и гораздо меньшими количествами. В химическом отношении они обнаруживают высокие содержания Ti, P и других несовместимых элементов, а также сильное обогащение легкими РЗЭ, кроме того, они имеют относительно высокие несколько непостоянные начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Оказывается, иногда в более крупных океанических архипелагах высокощелочные породы преобладают над излияниями ТОО и щелочных базальтов, хотя некоторые более мелкие океанические острова, расположенные в стороне от срединно-океанических хребтов, построены исключительно из относительно щелочных типов магмы. Однако надо не забывать, что обнаженность на океанических островах, в лучшем случае представляющих только самую верхину гораздо большего подводного основания, часто ограниче-

на поверхностном слое плюс небольшой стратиграфический разрез в стенках кальдеры или на морских утесах, так что экстраполяция таких скудных доказательств может оказаться ошибочной.

В соответствии с моделью мантийных потоков и приведенными выше скудными данными о петрогенезисе могло бы показаться, что этот спектр высокощелочных мафических пород образовывается в результате низких степеней частичного плавления на глубинах, где достигается равновесие с гранатом. Это может иметь место на периферии восходящего мантийного потока, когда литосферная плита уже миновала центральную осевую часть потока, где относительно обильное плавление привело к возникновению больших количеств ТОО, или это можно себе представить в условиях «слабого» мантийного потока, где достигались лишь низкие степени плавления без образования ТОО.

Однако в случае островов Фернандо-По, Принсипи, Сан-Томе и Пагалу, которые лежат на непосредственном продолжении «Камерунской линии» [69], более вероятной причиной вулканизма этого типа может быть не мантийный поток, а глубокое нарушение сплошности литосферы, выраженное на поверхности Земли в виде линеамента.

ГЛАВА 4 МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ КОНТИНЕНТОВ

4.1. ВВЕДЕНИЕ

Первое замечание, которое следует сделать, негативно, но, тем не менее, важно: огромные пространства континентальных территорий и относительно молодых складчатых поясов, практически целые континенты в настоящее время не проявляют магматической активности, не считая магматизма в зонах Беньофа вокруг некоторых континентальных окраин. Более того, в недавнем геологическом прошлом в течение длительных периодов времени магматизм в пределах континентальных территорий, за исключением частей Восточно-Африканской системы рифтовых долин, не был ни обильным, ни продолжительным. Однако недостаток в количестве магматических пород, изверженные в пределах континентов, восполняют разнообразием (и, предположительно, по непонятной причине). Этому и посвящена данная глава.

Основой этой главы, тесно связанной с генезисом пород, могло бы послужить противопоставление срединно-плитного или внутриплитного магматизма [77] магматизму сходящихся либо расходящихся континентальных окраин. Но это, кажущееся точным, деление на три группы не подтверждается (см. гл. 3) концентрацией предполагаемых мантийных потоков под или возле границ расходящихся плит, что особенно ярко проявляется в Исландии.

В пределах континентов мы также наблюдаем значительно более широкий спектр магматических пород, чем при магматизме в центральных частях океанических плит. Наконец, все типы магматизма делятся на океанический, континентальный и магматизм над зонами Беньофа, каждый из которых рассматривается соответственно в гл. 3, 4 и 5.

4.2. КИМБЕРЛИТЫ И РОДСТВЕННЫЕ ИМ ПОРОДЫ

Кимберлиты и родственные им породы имеют широкое распространение, хотя и рассеяны, в пределах континентальных, главным образом платформенных территорий. Вероятно, самые молодые вмещающие их породы известны на о. Калимантан и имеют палеозойский возраст. Они, как правило, встречаются в виде очень узких даек шириной 1 м или менее. В некоторых районах, там где глубина среза достаточна для наблюдений, доказано, что эти дайки располагаются под диатремами (трубками), образуящимися только на относительно неглубоких коровых уровнях в интервале 2—3 км от поверхности Земли. Изверженные кимберлиты практически неизвестны, описание похожей на кимберлит лавы из Танзании с необычной структурой из странных сплюснутых оливиновых сферондов в богатой кальцитом основной массе приводится А. Рейдом с соавторами [177]. Значительные количества кимберлитов сконцентрированы в Восточной Сибири и Южной Африке. Детальному изучению кимберлитов Лесото посвящены статьи сборника, имеющего то же название, под редакцией П. Никсона. В 1973 г. в Кейптауне была проведена геологическая конференция, сопровождавшаяся экскурсиями к местам развития кимберлитов. Многие интересные доклады, сделанные на этой конференции, опубликованы в т. 9 «Физики и химии Земли», вышедшем в 1975 г. Полезный предварительный обзор кимберлитов сделан К. Коксом [47].

Наиболее заметное различие кимберлитов между собой заключается в относительных количествах фенокристаллов флогопита и повсеместных фенокристаллов форстерита (часто серпентинизированного). Минеральный состав основной массы представлен второй генерацией флогопита и серпентинизированным оливином совместно с серпентином, кальцитом, апатитом, ильменитом и перовскитом, причем присутствие последнего указывает на очень низкую активность кремнезема. Кимберлиты с высоким содержанием флогопита называются *слюдистыми кимберлитами*, а с более низким — *базальтовыми кимберлитами*. В связи с взрывным и предположительно быстрым характером их внедрения (необходимым для образования алмазоносных кимберлитов, так как в противном случае алмаз превратился бы в уголь) во время этого процесса в общем не остается времени для дифференциации, в результате которой получились бы различные серии магматических пород, особенно в обычном понимании этого термина, связывающего его с фракционированием кристаллов. Исключением из этого правила

являются кимберлиты, дифференцированные *in situ* и обнаруженные в трех кимберлитовых силах возле Бенфонтейна в Южной Африке [56]. Существуют доказательства, что в этих телах мегакристаллы оливина и флогопита совместно с более мелкими кристаллами шпинели, перовскита и апатита накапливались в основании сила, в результате образовалась слоистая порода; большая часть интеркумулусного материала этих пород карбонатная.

Этот карбонат является ключом к проблеме главного компонента кимберлитовых магм. «Карбонатизация» и «серпентинизация», петрографически характеризующие кимберлит, воспринимаются в настоящее время не только как результат более позднего изменения, но и, по крайней мере частично, как функция первоначально высоких содержаний CO_2 и H_2O в кимберлитовой магме. Например, распознаются первичные пластинчатые закаленные кристаллы карбоната, образовавшиеся во время магматической кристаллизации; кроме того, эксперименты, проведенные в последнее время, показали удивительно высокую возможную растворимость CO_2 в подобных кимберлитовых расплавах при высоких давлениях [235]. Описываются многочисленные примеры оцелярных структур с карбонатными вкрапленниками, предположительно образовавшимися при ликвидации богатого карбонатами кимберлитового расплава по мере подъема его к зонам с более низкими ограничивающими давлениями. Дайки карбонатных пород, формирование которых раньше предположительно объяснялось гидротермальными процессами, А. Джейнс обоснованно связывает с внедрением тел карбонатитов, почти одновременным с внедрением кимберлитовых пород в комплексе Гросс-Браккарос (Намибия). В то время как большинство кимберлитов содержит довольно низкие количества CaO , предположительно фракционированной в более жидкую карбонатитовую фазу и, таким образом, в большинстве случаев потерянной для силикатной магматической системы во многих породах, существует и другая возможность частичной потери CO_2 , CaO и т. д. Эти соединения выделяются из кимберлитовой магмы при определенном промежуточном давлении, которое приводит к кристаллизации таких содержащих кальций фаз, как мелилит и монтичеллит [116], из расплава со все еще очень низкой активностью кремнезема, но относительно более высоким количеством CaO , чем у большинства кимберлитов. Образование ряда мелилитовых базальтов (пород, содержащих монтичеллит) и альнэитов, иногда находящихся в связи с некоторыми кимберлитовыми провинциями, объясняется таким механизмом. В связи с этой предполагаемой дифференциацией, относящейся к частичному или полному фракционированию и удалению карбонатитовой жидкой фазы, можно говорить о «кимберлитовой серии».

Поскольку охарактеризованы облик и поведение кимберлитовых интрузий, определение их химического состава явно связано с насущной проблемой отбора образцов и интерпретации полученных данных. С некоторыми оговорками на этот счет несколько химических анализов приведено в табл. 16. Очевиден высокоультра-

Химические составы кимберлитов (по Дж. Доусону)

Элементы	Главные элементы, %		Элементы	Рассеянные элементы (г/т)
	1	2		3
SiO ₂	35,2	31,1	Cr	1440
Al ₂ O ₃	4,4	4,9	Co	77
FeO*	9,8	10,5	Ni	1140
MnO	0,11	0,10	Rb	21
MgO	27,9	23,9	Sr	445
CaO	7,6	10,6	Ba	740
Na ₂ O	0,32	0,31	Y	46
K ₂ O	0,98	2,1	Zr	445
TiO ₂	2,32	2,03	Nb	240
P ₂ O ₅	0,76	0,66		
H ₂ O ⁺	7,4	5,9		
CO ₂	3,3	7,1		
Всего	100,05	99,20		

Примечание. 1 — средний базальтовый кимберлит; 2 — средний слюдястый кимберлит; 3 — средние содержания избранных рассеянных элементов по четырнадцати кимберлитам Базутоленда.

* Суммарное железо как FeO.

основной характер этих пород. Предполагается, что высокие содержания Cr и Ni отражают слабое раннее фракционирование кристаллов хромита и богатых магнием силикатов из первозданного мантийного расплава. Необычайно высокая общая концентрация несовместимых элементов свидетельствует о длительных непрерывных процессах зонной очистки в течение сосуществования и равновесия частичного расплава с мантийным веществом*.

Можно было бы предвидеть, что начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ будут однообразно низки в расплавах, мигрировавших из мантии и быстро поднявшихся к поверхности без следов загрязнения коровым материалом (что противоречит большим масштабам включения ксенолитов в диатремах). Однако они разнообразны и удивительно высоки, обычно около 0,710—0,711. По этому параметру кимберлиты и другие породы континентов, насыщенные калием, сильно отличаются от океанических серий пород, где значения это-

* В противоположность перидотитовым коматинитам (см. гл. 6), также ультраосновных по составу, в которых велики значения M , но низки содержания несовместимых элементов, эти содержания позволяют предположить большей процент частичного расплава в мантии — отличный набор условий для установления равновесия с мантией при высоких давлениях и предположительно высоких $P_{\text{H}_2\text{O}}$ и P_{CO_2} .

го отношения меняются от низких (0,703—0,7025) в БСОХ через 0,7035 в ТОО и 0,703—0,705 в щелочных базальтах и до 0,706 в наиболее богатых калием щелочных океанических сериях [163]. Это может быть связано с предположительным вхождением наиболее несовместимого радиогенного ^{87}Sr в первозданный кимберлитовый расплав во время частичного плавления в небольшой степени, сопровождающегося интенсивными процессами зонной очистки высоких степеней.

Экономический интерес к алмазам, которые содержатся в кимберлитах, соизмерим с научным интересом, сосредоточенным на включениях, обнаруживающихся в кимберлитах, поскольку они представляют материал о мантии, расположенной ниже офиолитовых уровней. Некоторые включения имеют явно случайный характер. Например, включения корового материала различного состава, содержащего интересные парагенезисы, относящиеся к нижней коре,— скаполит-содержащие гранулиты [83], которые позволяют определить ее температурный режим [184, 55]. Включения предположительно мантийного происхождения могут быть разделены на две крупные категории (эклогитовые и ультрамафические).

Эклогиты могли бы образоваться (испытыв ли погружение в зоне субдукции?) из основных пород, которые были метаморфизованы в мантийных условиях. Возможно, некоторые эклогиты, обнаруживающие общность минерального состава, могут быть кумулатами, сформированными во время кристаллизации первичных магм в мантии. Было даже высказано предположение, что кристаллы алмазов, обычно рассеянные в кимберлитовой основной массе, практически всегда находятся в виде включений в эклогитовых, а не в ультрамафических ксенолитах и могут иногда быть кристаллами кумулула.

Ультрамафические включения содержат в различных пропорциях магнезиальный оливин, пироксены и гранат. Наблюдаемая конвергенция состава с гранатовыми лерцолитами, анализ состава, а также условие способности мантии к генерации основных магм привели П. Харриса с соавторами к выводу, что гранатовые лерцолиты, имеющие состав: 67 % оливина, 12 % ортопироксена, 11 % клинопироксена и 10 % граната) могли бы служить представителями усредненной верхней мантии. Дальнейшая работа, однако, приводит к предположению, что простые модели однообразной верхней мантии (что удобно, так как это должно явиться отправной точкой для моделирования магматического петрогенезиса) не выдерживают критики. Механизм интрузий магмы обсуждается в гл. 7 (см. разд. 7.2).

Детальные анализы минералов из включений такого типа и сравнение этих данных с экспериментальными согласуются с теоретическими заключениями, показывающими, что эклогитовые и ультрамафические включения находились в равновесии при высоких давлениях и температурах. В этом отношении особенно полезны содержание Al_2O_3 и отношение Ca/Mg как клинопироксена, так и ортопироксена [22, 228]. Если учесть, что кимберлитовая магма

захватывала случайные фрагменты мантии с различных глубин во время своего подъема и что минеральное равновесие в этих включениях сохранялось, то по крайней мере теоретически мы смогли бы путем исследования состава пироксена восстановить геотермический градиент для верхней мантии в регионе образования кимберлитов во время их извержения. Вкрапленники в гранатовых лерцолитах обладают двумя значительно различающимися структурами: 1) «скальвания», в различной степени изменяющаяся от кинкбандов в оливине до милонитовых тектур с глазками только ортопироксена и граната; 2) грубозернистыми с размером зерен приблизительно 5 мм. Вкрапленники, подвергнутые скальванию, оказывается, достигли равновесия при давлениях, эквивалентных глубинам около 200 км, и имеют более примитивный, более обогащенный состав. Они богаче К, Ti, Na, P и несовместимыми элементами, чем зернистые вкрапленники, которые достигли равновесия при более низких давлениях, эквивалентных меньшим глубинам, около 150 км. Доказано, что эклогитовые вкрапленники достигли равновесия при еще более низких давлениях.

Н. В. Соболев обратил внимание на наличие в некоторых кимберлитах Восточной Сибири еще одного класса редких включений глубинного происхождения, мнемонически названных «гроспидитами» по содержащемуся в них парагенезису минералов — гроссуляра, (клино) пироксена и кианита совместно с рутилом и корундом. Общий химический состав этих включений, богатых Са, Al и Ti, полностью отличается от состава обычных мафических или ультрамафических включений и свидетельствует в пользу наличия отдельных тел, сложенных тугоплавким богатым Са, Al и Ti веществом в (более глубокой) мантии. Ввиду этого важного доказательства, полученного при изучении кимберлитовых включений, теперь следует предположить, что каждый исследователь, который оптимистично рассматривает в петрогенетической схеме однородную по составу мантию, допускает опасное чрезмерное упрощение.

Длительное время существовали различные мнения по вопросу: связаны ли кимберлитовые взрывы с явлением стационарного состояния мантии или с активностью мантийных потоков? Первое предположение может быть в широком смысле сформулировано следующим образом. Сейсмические исследования позволили выявить низкоскоростной слой, образующий прерывистую оболочку вокруг Земли, с довольно четко определенной нижней границей на глубине 250 км и верхней границей приблизительно на глубине 60 км под океанической корой и 100—200 км под континентальной (однако под некоторыми платформенными территориями она отсутствует). Этот слой сопоставляется с астеносферой независимо определенным уровнем изостатической компенсации и ограничен относительно жесткими литосферными плитами сверху и статичной (?) мантией (мезосферой) снизу. Из наблюдений за затуханием скоростей волн сжатия, проходящих через низкоскоростной слой, следует, что последний содержит небольшие количества (около 1%) интерстициального расплава. Этот расплав, представляю-

ший первичное обогащенное летучими компонентами вещество мантии и существующий в небольших количествах ниже предполагаемых температур сухого ликвидуса [149], должен быть обогащен магнием на глубине, и следовало бы ожидать, что он будет сильно насыщен несовместимыми элементами; расплав мог бы приближаться по составу к кимберлитовому. Возникновение глубоких разрывов в литосфере, возможно, нарушило этот слой в некоторых интервалах и вызвало, таким образом, спорадический выброс кимберлитов с потерей летучих компонентов, не связанный ни с границами плит, ни с мантийными потоками. При рассмотрении связи кимберлитовых взрывов с мантийными потоками необходимо учитывать: 1) что поднимающиеся над мантийным потоком геозотермы вызывают подъем и (или) локальное увеличение в небольших объемах расплава и что в таком случае извержение кимберлитов, скорее всего, сигнализирует о мантийном потоке [87] или — альтернативно — 2) что кимберлиты могут быть образованы в результате извержения остатков магмы, вынесенных мантийными потоками [46]. Большие углы падения южноафриканских кимберлитов, преимущественно мелового возраста, не противоречат последней точке зрения. Сибирские аналоги этих пород развиты на обширной территории, но, очевидно, большая их часть сосредоточена к северу от Алданского массива и Байкальской рифтовой системы. Однако следует отметить, что все же не все кимберлиты легко укладываются в рамки моделей зарождающегося мантийного потока или альтернативной.

4.3. КАРБОНАТИТЫ

Карбонатиты развиты в виде глазков в кимберлитах и ультраосновных лампрофирах, в виде жил в кимберлитовых комплексах, а также в виде отдельных скоплений большего размера, обычно в эпизональных кольцевых дайках, конических дайках, дайках и диатрамах; кроме того, они могут образовывать лавы и туфы. В обзоре Дж. Гиттинса, снабженном примечаниями и библиографией, упоминается около 320 участков обнажений карбонатитов общей площадью не более 500 км². Эти участки сконцентрированы в пределах и возле систем рифтовых долин и раздробленных континентальных окраин, таких как Восточно-Африканская система рифтовых долин, Байкальский рифт и Алданский массив, Рейнский грабен, гораздо более древняя (предположительно) система рифтовых долин Сент-Лоуренс, а также участки Бразильского побережья.

Поле аккумулятивных пород и доказательства, полученные в результате экспериментов, однозначно указывают, что карбонатиты формировались следующим образом: сначала за счет отделения флюида, богатого CO₂ и H₂O, а также щелочами и щелочно-земельными элементами и фактически лишнего кремнезема, от определенной высокощелочной магмы, включая кимберлитовую, ультраосновную лампрофировую и мафическую магму с нефелино-

вым или близким ему составом; а затем в результате кристаллизации карбоната из этого флюида с дальнейшей потерей некоторых компонентов, особенно K_2O и Na_2O , в агрессивных гидротермальных растворах. Карбонатит сам не образует серии пород, но часто является дополнением к другим щелочным сериям. Они же, в свою очередь, представляют только продукты кристаллизации фракции силикатного расплава, которая произошла из первозданной магмы, содержащей значительные количества CO_2 и H_2O . Следовательно, рассмотренные совокупности карбонатитов и высокощелочных пород позволяют выявить тот факт, что кристаллические магматические породы могут рассказать о сложной истории магматической эволюции. Однако корреляция раскристаллизовавшихся пород и жидкой магмы по составу изобилует ошибками, так как могут сказаться другие факторы, например потеря или накопление первичных кристаллов и, кроме того, последующее изменение.

Следует отметить, что, хотя обычно карбонатиты связаны с высокощелочными магмами континентальных регионов, все же имеются случаи, когда они в ассоциации с этими магмами встречаются в океанических условиях, например на островах Кейп-Верде.

О. Татлом и Жд. Гиттинсом приведен обзор развития взглядов на карбонатиты, из которого становится ясно, что вывод о происхождении карбонатитов был достигнут не без трудностей. Наиболее ярко при этом проявилось противоречие между объективными полевыми наблюдениями, сопровождавшимися логическими заключениями У. Брёггера в Фене, Х. ван Эскермана в Ално (многочисленные публикации, начиная с 1928 г.), Ф. Дикси и его соратников в Ньясаленде (Малави), и гипотезами ассимиляции известняка (Р. Дели), а также отрицанием существования карбонатной магмы (Н. Боуэн). В течение многих десятилетий (до 1960 г.) шла борьба между сторонниками этих точек зрения. В 1960 г. Дж. Дусон с риском для жизни наблюдал извержение карбонатитовой магмы из единственного в мире действующего карбонатитового вулкана Олдоиньо-Ленгаи (Танганьика). Тогда же П. Вилли и О. Татл продемонстрировали, что система $CaO - CO_2 - H_2O$ с соотношениями 65:19:16 при необычайно низких температурах (640—685 °C) и большом интервале значений давления, по крайней мере до 0,4 ГПа, неожиданно становится эвтектической. Поскольку кальцит стехиометрически содержит 56 % CaO и 44 % CO_2 , следовательно, эвтектическая жидкость указанного выше состава была бы не только недосыщена кремнеземом, если бы из нее должен был выкристаллизоваться кальцит, но и была бы существенно пересыщена CaO . Следующая работа продемонстрировала как аналогичную эвтектику при Na_2O , K_2O и MgO на месте CaO , так и тот факт, что даже при избытке кремнезема очень малое его количество попадает в предполагаемый богатый основаниями сходный с карбонатитами расплав. Тем временем стали использоваться изотопы стронция — было выяснено, что карбонатиты не связаны с известняками, поскольку последние, подобно морской воде,

имеют отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ близкое к 0,709, тогда как карбонатиты характеризуются в целом более низкими значениями первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Дальнейшие эксперименты показали, что только от недосыщенных силикатных магм можно было бы ожидать генерации карбонатитовых расплавов. Например, кристаллизация в простой системе нефелин — кальцит — H_2O в равновесии с паром может последовательно дать: 1) нефелин; 2) мелилит + нефелин; 3) гидроксил-гаюин + мелилит; 4) канкринит + мелилит; 5) кальцит + канкринит + мелилит; фракции расплавов, образующихся на поздних стадиях, богаты CaCO_3 , а газообразная фаза обогащена Na [217]. Изучение жидких включений в апатитах из некоторых восточноафриканских карбонатитов и ийолитов показано, что [176]: богатые карбонатами и кремнеземом расплавы могут сосуществовать как несмешивающиеся фракции в естественных ийолитовых магмах.

Доказано, что карбонатитовые лавы Олдоиньо-Ленгаи богаты щелочами, особенно Na_2O . Напротив, эпизональные карбонатитовые интрузии бедны щелочами и обычно состоят из кальцита, реже из анкеритовых разновидностей или доломита, возможно, с подчиненными содержаниями сидерита, родохрозита и редкоземельного карбоната (сложные интрузии могут иметь неполную последовательность минералов этого ряда). Большая часть щелочей внедряющегося материнского карбонатитового расплава, очевидно, проникала во вмещающие породы, вызывая интенсивную распространенную фенитизацию. Комплементарные магматические породы, ассоциирующие с крупными карбонатитовыми комплексами, формируют четкую серию уртиты — ийолиты — мельтейгиты — якупиронгиты, приблизительные плутонические эквиваленты нефелинита и меланефелинита. В этом отношении нгуруманиит, нефелинпироксеновая порода с жеодоподобными выделениями первичных кальцита, анальцита и цеолитов является гипабиссальной высокощелочной породой, которая сохранила часть первичного содержания CO_2 и других летучих.

Ряд распространенных рассеянных элементов, предположительно сконцентрированных первоначально во время образования первичных щелочных мафических магм и затем интенсивно выделявшихся в карбонатитовый расплав, включает Ba , Sr , Nb , P , редкоземельные элементы, Zn , F и S . Концентрации этих элементов благоприятствовали формированию отложений барита, пирохлора, фосфата, монацита, флюорита и т. д. В карбонатитах известно не менее 170 отчетливых минеральных серий. Многие из них содержат относительно редкие элементы. Это создает разительный контраст с очень ограниченным набором минералов в силикатных магматических породах, в которых большинство рассеянных элементов включено в кристаллические решетки обычных породообразующих минералов путем замещения.

Таким образом, разнообразная и интересная в петрогенетическом аспекте группа пород, известная как карбонатиты, должна рассматриваться в качестве дополнения к серии высокощелочных

магматических пород. Их химическая эволюция отражает историю разделения силикатных и карбонатитовых расплавов, за которым следовала интенсивная потеря растворенных оснований (в первую очередь высокорективных щелочей) из карбонатитового расплава при окончательной кристаллизации.

4.4. СЕРИЯ ПОРОД, БОГАТЫХ НАТРИЕМ

Это чрезвычайно рассеянная и разнообразная группа пород, многие из них настолько редки, что стали петрологической диковинкой. Очевидно, она каким-то образом генетически связана с необычайно высокими содержаниями несовместимых элементов и высокими начальными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Тем не менее они существуют и это должно быть объяснено. В связи с изменчивостью этих пород здесь уделено больше внимания описанию их конкретных проявлений, чем большинства остальных серий магматических пород. Хотя в областях с океанической корой подобные образования отсутствуют, все же не все типы богатых натрием пород развиты исключительно на континентах: некоторые находятся в условиях участков, предположительно расположенных над зонами Беньюфа, по всеобщему признанию, далеко позади связанных с ними систем желобов (активной или ископаемой). Возможно, причина такой аналогии заключается в обычном факторе больших глубин образования. Следуя теме континентального магматизма, мы начнем с двух территорий, вероятно, связанных с центрами образования мантийных потоков. В первую очередь рассмотрим породу, для которой более, чем остальным магматическим породам, присуще высокое содержание натрия, — лампроит (Западной Австралии).

4.4.1. Лампроиты Западной Австралии

Эта группа пород, хотя и незначительная по объему, привлекает внимание в связи с необычным минеральным составом, отражающим высокие содержания Mg, K, Ti, P, Zr, Ba, и низкое Al_2O_3 , а также высокое отношение K/Na.

Выходы этих пород расположены вблизи р. Фицрой — в Западной Австралии, приблизительно в 300 км в глубь континента от Брума, приблизительно на 125° в. д., $18^\circ 30'$ ю. ш. Там на площади радиусом в 25 км обнаружена группа небольших некков, диатрем, потоков, кратеров, даек и других вулканических построек; четыре проявления лампроитов были установлены на площади радиусов в 80 км. Основная часть лампроитов прорывает пермские отложения и имеет грубую линейность в ССВ и ЗСЗ направлениях, отражающих простирающиеся разрывных нарушений и структур в подстилающих кристаллических породах фундамента. Хотя на тектонической карте Австралии 1971 г. эти образования отнесены к палеоген-неогеновым образованиям, по определению радиологического возраста Rb — Sr методом, усложненным из-за высокого

содержания общего стронция в породе, они имеют юрский возраст 145 ± 10 млн лет.

Крупнейший из некков имеет высоту рельефа около 60 м и диаметр 50 м, в его ядре обнажаются магматические породы серого — серо-зеленого цвета. Вокруг всех выходов магматических образований вмещающие породы заметно закалены и обесцвечены, а также локально брекчированы и сцементированы магматическими породами. Повсюду имеются интрузивные брекчии. В районе выходов лампроитов спорадически обнаруживают заметные скопления и жилы халцедона и кристаллического кварца. По присутствию этих образований, а также обесцвеченным и брекчированным вмещающим породам было выявлено несколько небольших диатрем, в которых обнажаются магматические породы. Так, одна маленькая диатрема, сложенная вулканической брекчией на участке не более 5 м в поперечнике, расположена в точке пересечения двух сбросов. Отмечено несколько радиальных даек, иногда сложенных породами с пузыристой текстурой. В кратероподобных структурах с максимальным диаметром 1,5 км обнажаются брекчии, полосчатые и пузырчатые лавы, иногда сильно выветрелые. Наиболее впечатляющий останец сложен лавовым потоком или потоками (силлами?), образующими форму рельефа длиной 160 и высотой до 90 м. Узкие дайки лампроитов были пробуренными скважинами. Предварительные общие расчеты показывают, что здесь, возможно, внедрено не более 1 км^3 эруптивных пород: лампроитам далеко до объемов крупных серий изверженных пород.

Эти магматические породы рассматривались по-разному: как принадлежащие к лейцитовым базальтам или лампрофирам, или к кимберлитам; название *лампроит*, данное этим породам, определяется как вулканический лампрофир с фенокристаллами слюды. Такие породы характеризуются распространенными, но мелкими фенокристаллами лейцита (в некоторых гипабиссальных породах псевдоморфоз по лейциту). Фенокристаллы темноцветных минералов заметно обогащены магнием, среди них встречаются один или несколько минералов — псевдоморфозы нонтронита по оливину (редко присутствуют в отдельных породах, да и то в небольших количествах), флогопит (плеохроирующая титансодержащая разновидность), диопсид и магнофорит (амфибол магнезиального катафоритового состава). Породы названы по содержанию различных фенокристаллов: фицроит (флогопит и лейцит), седрисит (диопсид и лейцит), вайомингит (флогопит, диопсид и лейцит), мамилит (магнофорит и лейцит) и волжидит (флогопит, диопсид, магнофорит и лейцит). Наиболее важные акцессорные минералы — придерит (главным образом титанат натрия, по оптическим свойствам напоминающий рутил), апатит и реже вадеит (натриево-циркониевый силикат). Состав основной массы трудно определить, но, по имеющимся данным, она содержит серпентин и цеолит. Предполагается, что некоторые гипабиссальные породы обладают зональностью, в которой внешние зоны сложены фицроитом, а внутренние — седриситом или мамилитом. Возможно, суще-

стует последовательность, в которой за брекчированием следует извержение фицроитовых лав, затем внедрение седрицитовых и мамилитовых некков и в конце концов волжидитовые дайки. Порядок кристаллизации фенокристаллов, выведенный из этих закономерностей и из структурных особенностей (структура панидиоморфная лампрофировая, но иногда один вид фенокристаллов может быть заключен в другой), таков: оливин, флогопит, диопсид, лейцит, придерит, вадеит и магнофорит. Поскольку все породы порфиновые и многие, возможно, претерпели фракционирование, здесь приводится только один анализ (из двенадцати, опубликованных Р. Прайдером, 1960 г.), а именно фицроита (табл. 17). Внутри ряда значений массового содержания кремнезема от 44 до 54 % этот фицроит имеет наименьшее в дополнение к минимальной щелочности и самую высокую магнезиальность, а кроме того, он, очевидно, является самой ранней ассоциацией фенокристаллов, и по этой причине его состав мог бы ближе всего подойти к материнскому, хотя нельзя исключить степень фракционирования и аккумуляции первичных кристаллов. Тем не менее все анализы имеют несомненное сходство в том, что содержания K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , BaO , H_2O и отношение K/Na очень высоки. Возможно, покажется удивительным, что пересчеты на нормативные составы свидетельствуют о нахождении пород на грани насыщения кремнеземом; грубые подсчеты позволяют определить вероятную высокую кремнистость их основной массы. Чрезвычайно высокощелочные условия сказываются на присутствии натриевого метасиликата во всех нормативных составах (схема упрощенных нормативных расчетов не допускает этой чрезвычайно редкой возможности; для данного случая следует сделать ссылку на приведенные здесь работы). Родственные кимберлитам породы определяются высокими концентрациями Ti , Zr , P , Ba , Sr , V , F и H_2O , но лампроиты имеют отчетливо более низкие содержания MgO и более высокие K_2O и Al_2O_3 , чем кимберлиты. Нет также данных о содержании лампроитами каких-либо типичных для карбонатитов включений. Кроме того, они менее богаты газообразной фазой, чем кимберлиты, которые почти всегда достигают приповерхностных уровней как флюидизированные системы, в то время как часть лампроитов изливалась в виде лавы. Не считая одного анализа «карбонизированного волжидита», мы не упоминаем здесь об активности CO_2 , связанной с лампроитами прямо или косвенно. Интересно, что имеются устные сообщения о находках алмазов в бассейне р. Фицрой, где в настоящее время кимберлиты еще не зарегистрированы.

Начальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ лампроитов изменяются от 0,7125 до 0,7215 [169]. Это наивысшие значения, когда-либо зарегистрированные для мафических пород любого типа, максимальное из них настолько высоко, что соответствует почти современной оценке отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ среднего корового материала.

Для объяснения особенностей химического состава данных пород предлагается модель фракционирования оливина из богатой натрием перидотитовой магмы на глубине, однако очень высокие

Химические составы (в массовых долях, %) членов различных серий пород с высоким содержанием калия

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	44,02	43,7	35,00	37,95	46,4	45,53	43,56	50,23	55,14	46,74
Al ₂ O ₃	6,30	10,0	7,69	7,98	15,7	8,5	7,85	10,15	10,35	12,21
Fe ₂ O ₃	5,98	4,0	7,12	5,84	5,3	2,93	5,57	3,65	3,27	0,95
FeO	2,01	7,0	4,76	5,01	3,4	4,31	0,85	1,21	0,62	7,20
MnO	0,06	0,21	0,26	0,22	0,15	0,11	0,15	0,09	0,06	0,15
MgO	11,98	11,2	12,37	14,27	6,0	14,86	11,03	7,48	6,41	7,87
CaO	4,61	13,8	16,02	12,31	11,6	9,06	11,89	6,12	3,45	11,67
Na ₂ O	0,28	1,89	1,33	0,95	1,6	1,5	0,74	1,29	1,21	1,30
K ₂ O	6,59	2,90	3,54	6,33	6,6	3,6	7,19	10,48	11,77	5,80
TiO ₂	6,57	3,41	4,84	4,56	0,94	1,57	2,31	2,30	2,58	0,77
P ₂ O ₅	1,55	0,52	0,97	0,75	0,58	1,82	1,50	1,81	1,40	0,96
H ₂ O ⁺	3,83	0,68	2,82	1,90	0,94	4,1	2,89	2,34	1,23	2,08
H ₂ O ⁻	2,42	—	1,32	0,84	—	1,13	2,09	1,09	0,61	0,40
CO ₂	0	—	1,53	0,59	—	0,6	—	—	0,20	0,91
BaO	2,55	—	—	—	0,17	0,41	0,66	0,61	0,52	0,56
SrO	0,07	—	0,22	0,28	0,19	0,22	0,40	0,32	0,26	0,25
ZrO ₂	0,28	—	—	—	—	0,12	0,27	0,25	0,27	—
Cr ₂ O ₃	0,09	—	—	—	—	—	0,04	0,06	0,04	—
SO ₃	0,12	—	—	—	—	—	0,52	0,35	0,40	—
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,14
Li ₂ O	—	—	0,21	0,22	—	—	—	—	—	—
Всего	100,31	99,50*	100,00	100,00	99,6	100,3	99,51	99,83	99,79	99,91

Примечание. 1 — фидроит, средний поток, г. Норт, Западная Австралия (по Р. Прайдеру); 2 — избранный исходный состав лейцититовой серии, Буффумбриа, вулканическое поле Бирунга (по А. Фергусону и А. Кундари); 3 — среднее из семи анализов катунгита, вулканическое поле Торо-Анколе (по К. Беллу и Дж. Пауэллу); 4 — среднее по шести анализам мафурита, вулканическое поле Торо-Анколе (по К. Беллу и Дж. Пауэллу); 5 — среднее по шести анализам лейцитита, «серии пород с высоким содержанием калия», влк. Роккамонфина, Римская провинция, Италия (по Дж. Апплетону); 6 — хумилит, Хумилья, Южная Испания (по Г. Борлею); 7 — мадупит, Пайлот-Батт, Рок-Спрингс, Лейцит-Хилс, шт. Вайоминг, США (по И. Кармайклу); 8 — вайомингит, краевые зоны даек, Боурстаск, Лейцит-Хилс, шт. Вайоминг, США (по И. Кармайклу); 9 — орендит, Северная Столовая гора, Лейцит-Хилс, шт. Вайоминг, США (по И. Кармайклу); 10 — лейцитит из краевой зоны закалки силла Шонкин-Саг; среднее по двум анализам, одному из нижней зоны закалки и другому из верхней зоны (по У. Нешу и Дж. Уилкинсу).

* Включает «остальные» 0,19 %.

концентрации несовместимых элементов заставляют предположить длительное непрерывное взаимодействие между зарождающейся фазой расплава и мантией.

Каким бы ни был петрогенезис, небольшие количества магмы сравнимого и предельного составов извергались на поверхность или вблизи нее в позднеюрское время преимущественно на площади 2000 км². Кора в течение примерно 1750 млн лет была стабильной, платформенной. Коровая же нестабильность, связанная предположительно с началом раскалывания Гондваны, привела к раз-

втию в Западной Австралии бассейнов, выполненных пермтриасовыми отложениями. Осадконакопление продолжалось на месте современной литорали в юрское и раннемеловое время и сопровождалось излияниями верхнеюрских щелочных базальтов и нижнемеловых толеитов. Образование в позднемеловое время клина обломочных пород, увеличивающегося в мощности в сторону моря, предположительно коррелируется с развитием нового океанического бассейна по мере того, как завершалось раздвижение коры.

4.4.2. Высокощелочные породы западной части Восточно-Африканской рифтовой долины

Крупнейший в мире очаг извержения лав, богатых натрием, включающий многочисленные проявления очень редкого минерала кальсилита, обнаружен в двух молодых вулканических полях — Бирунга и Торо-Анколе, расположенных вблизи экватора в западной части Восточно-Африканской рифтовой долины, возле центральной части куполообразной структуры, включающей уникальный (невулканический) горст Рувензори (рис. 20).

Поле Бирунга содержит восемь крупных вулканических вершин высотой от 2975 до 4510 м, включающих два действующих вулкана, один из которых — хорошо известный влк. Нирагонго, а также более 400 второстепенных конусов. Все это сосредоточено на участке рифтовой долины длиной 70 км между озерами Киву и Эдуард.

Поле Торо-Анколе объединяет несколько рассеянных участков, расположенных к северу от оз. Эдуард, приблизительно в 150 км к северо-северо-востоку от поля Бирунга. В его пределах развиты многочисленные взрывные кратеры и маленькие конусы, и пирокластические породы преобладают над лавами.

Наблюдается значительное разнообразие типов вулканических пород, многие из которых имеют необычный минеральный состав, что соответственно привело к избытку их названий. Тогда как комплексы обоих полей недосыщены и обладают высокой щелочностью, нефелин всегда присутствует в породах поля Бирунга, характеризуя значительную концентрацию Na_2O , сравнимую с (высокими) содержаниями K_2O ; породы поля Торо-Анколе имеют отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ равное 3—5 и фактически не содержат нефелина, а взамен этого обладают более высокой магнезиальностью, что отражается в большем содержании оливина.

Среди пород Бирунга распространены нефелин- и лейцитсодержащие «лейцитовые базаниты» и «нефелиновые лейцититы». Кроме того, распознаются две серии фракционирования низкого давления, заканчивающиеся фонолитом и трахитом (через лейцитовый тефрит) [67].

В породах поля Торо-Анколе фактически отсутствует полевой шпат и вкрапленники фельдшпатоидных минералов представлены лейцитом, кальсилитом и богатым натрием нефелином. Ведущие типы пород, различающиеся на основании главных порфириновых составляющих, следующие: угандит — с фенокристаллами оливина,

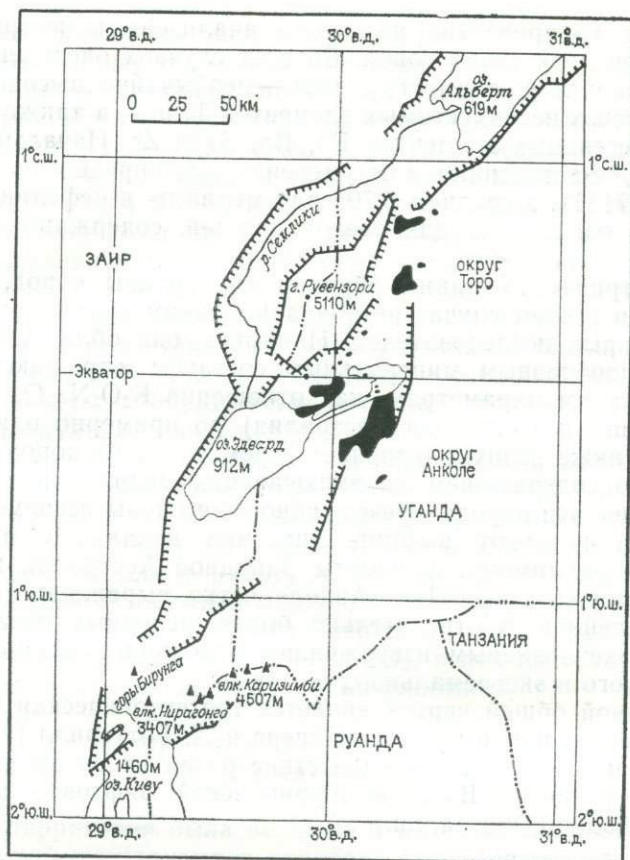


Рис. 20. Схематическая карта западной части Восточно-Африканской рифтовой долины длиной 400 км.

Показано положение восьми крупных вершин в вулканическом поле Бирунга (заштриховано) и центры излияний (залиты черным) в вулканическом поле Торо—Анколе

авгита и лейцита; мафурит — с фенокристаллами оливина, авгита и кальсилита; катунгит — с фенокристаллами оливина и мелилита. Породы содержат в большом количестве оксидные рудные минералы, перовскит и часто также биотит в стекловатой основной массе. Имеются слабо заметные признаки фракционирования при низком давлении, хотя вариации состава этих существенно порфировых пород могли возникнуть под влиянием фракционирования на определенной глубине таких фаз, как оливин, биотит и авгит, которые местами очень распространены в виде ксенокристов (группа ОВР А. Холмса и Х. Харвуда). Карбонатитовые лавы и туфы также хорошо известны в вулканическом поле Торо-Анколе. Развита здесь силикатные лавы имеют явно более предельный и простой состав, чем лавы поля Бирунга.

В табл. 17 приведено несколько анализов, иллюстрирующих составы основных типов пород. Во всех случаях очевиден ультраосновной характер, а вместе с ним — необычайно высокие содержания главных несовместимых элементов Ti и P, а также несовместимых рассеянных элементов Rb, Ba, Sr и Zr. Начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изменяются от умеренных до определенно высоких (0,7036—0,7111), в среднем 0,705 для мелилит- и нефелинсодержащих разностей и 0,707 для разновидностей, содержащих полевой шпат.

Рассматриваемые таким образом три группы пород, богатых натрием, ни в коем случае не обладают таким сходством, по мнению некоторых исследователей. Напротив, они обладают чрезвычайно разнообразным минеральным составом, отражающим различия по таким параметрам, как отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, изменяющееся от шести (Западная Австралия) до примерно одного (Бирунга), а также разную активность кремнезема от пород с нормативным его содержанием до включающих мелилит и кальсилит. Тем не менее эти породы чрезвычайно обогащены несовместимыми элементами и имеют высокие значения начальных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. По-видимому, фицрониты Западной Австралии и ультраосновные породы поля Торо-Анколе четко выражают тенденцию (уже замеченную в относительно более щелочных океанических лавах) к взрывным извержениям небольших объемов магмы эрратического и экстремального составов.

Еще одной общей чертой является геотектоническая обстановка извержения; например, Дж. Виверс и Д. Готтерилл [211] обратили внимание на точное соответствие развития во времени и характерное развитие Восточно-Африканской рифтовой долины и района Западной Австралии.

4.4.3. Другие примеры пород, сильно обогащенных натрием

Вероятно, не все проявления пород, сильно обогащенных натрием, в пределах континентов могут соответствовать модели, описанной в разд. 4.4.2. Богатые натрием породы Римской провинции [4] и Южной Испании имеют плиоцен-плейстоценовый возраст, развиты на участках столкновения плит и, весьма вероятно, перекрывают здесь зоны Беньофа. Еще труднее охарактеризовать породы с высоким содержанием натрия, развитые в Лейцит-Хилс в штатах Вайоминг [33] и Монтана, включая Хайвуд со знаменитым дифференцированным силлом Шонкин-Саг, состоящим из лейцитита, а также слепую (carped) дайку, сложенную родственным кимберлиту монтичеллитсодержащим перидотитом. Они могут нести информацию о магматизме над погребенной зоной Беньофа на больших глубинах или остаточной магматической активности, связанной с прохождением мантийных потоков вдоль бывшего Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Результаты анализов, приведенные в табл. 17, показывают: большие колебания значений содержаний K_2O и отношения K_2O/Na_2O ; общее очень высокое содержание TiO_2 контрастирующей с низкими концентрациями на участках, несомненно, расположенных над зонами Беньофа; необычайно высокие концентрации всего ряда несовместимых элементов, особенно Ва. По содержанию кремнезема породы изменяются от крайне ультраосновных по составу (35 % SiO_2 в катунгите) через недосыщенные основные породы, такие как мадупит, до пересыщенного вайомингита и орендита (последний имеет промежуточное содержание SiO_2).

Короче говоря, породы, сильно обогащенные натрием, в пределах континентов категорически не удовлетворяют единой модели с одинаковыми геотектоническими условиями, так как им присуща характерная изменчивость химического состава. Для предстоящей в гл. 7 дискуссии принимается, что они, вероятно, являются конечными продуктами извержения из небольших количеств первозданной магмы, которая находилась в равновесии с мантией на глубине в качестве зарождающихся или «остаточных» после этапов частичного плавления расплавов. При этом высокая активность K_2O вполне может быть функцией глубины образования. Читателю можно рекомендовать работу А. Эдгара и Е. Кондлиффа [61], где представлена остроумная модель, включающая незначительное частичное плавление в глубоком перидотитовом мантийном источнике, содержащем как H_2O , так и CO_2 , вслед за которым происходит фракционирование и резорбция флогопита.

4.5. ЩЕЛОЧНЫЕ СЕРИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД КЕНИЙСКОГО СВОДА

Эта территория была выбрана в качестве следующего примера проявлений вулканизма в пределах континентов, поскольку здесь имеются доказательства извержений во вторую половину кайнозоя не только обильных лав (несколько тысяч кубических километров), но также широкого и интересного спектра серий магматических пород — от высокощелочных через базаниты и щелочные базальты до базальтов с промежуточной щелочностью. Кенийский свод является местом, где располагается часть Восточно-Африканской системы рифтовых долин, которая простирается как на юг далее в виде системы куполов и рифтовых долин Танзании и Малави, так и на север в Эфиопию (рис. 21). Важно понимать, что, несмотря на кажущееся субмеридиональное простираение системы рифтовых долин, цельными элементами, которые должны рассматриваться для петрогенетических целей, являются купола, поскольку, если не вдаваться в усложняющие детали, представляется, что последовательность составов, изверженных магматических пород и их объемы распределены в пространстве и во времени соответственно воздыманиям сопоставляемых куполов различного возраста. Рифтовые же долины, имея ширину около 50 км и глубину около 1 км и, таким образом, являясь заметной формой рельефа,

раздвижение плит происходило особенно заметно в относительно недавнем прошлом, например вдоль Аденского залива и Красного моря. Таким образом, мы в Восточной Африке являемся свидетелями определенного типа магматизма, который может (или не может) сопровождаться раздвижением плит.

В поддержку гипотезы, рассматривающей купола совместно с соответствующими им магматическими породами (горячие точки) как поверхностное выражение развивающихся мантийных потоков за период от разрушения Гондваны до настоящего времени, можно выдвинуть серьезное, хотя и умозрительное, предположение. Некоторые концепции, которые привели к этой гипотезе, были развиты в ряде работ: попытка выявить временную и пространственную закономерности распространения магматических ассоциаций рифтовых долин [92]; обзор вулканизма Карру и распада Гондваны; развитие Африкано-Аравийского купола [77] (эти две последние работы посвящены соответственно началу и концу Восточно-Африканского магматического цикла; более поздние отчеты об Афарском треугольнике [206], который безусловно является одной из наиболее критических территорий в смысле понимания существующего режима мирового тектогенеза/магматизма; распознавание свойств тройного сочленения, образовавшегося под действием мантийных потоков и приводящего либо к разделению плит, либо к «неудавшемуся руслу» (авлакогену) [29].

Структурная эволюция Кенийского свода была восстановлена Б. Бейкером и Дж. Уолленбергом после общей съемки всей Восточно-Африканской системы рифтовых долин, проведенной Б. Кингом. Путем изучения формы и высоты хорошо сохранившихся миоценовых и позднеплиоценовых эрозионных поверхностей выяснено, что в раннемиоценовое время в центральной части Кении начались эпейрогенические движения, выраженные локальным воздыманием и сбросообразованием, за которым следовало сначала воздымание купола, достигающее 300 м в позднем миоцене, а затем — за период от начала позднего плейстоцена до среднеплейстоценового времени — главное поднятие на 1400 м. Горизонтالي суммарного подъема показывают, что территория, охваченная воздыманием, образует купол, имеющий в поперечнике примерно 1000 км, с максимальным воздыманием до 1700 м в центре, расположенном на экваторе (36° в. д.). От этого центра радиально расходятся три рукава рифтовых долин: два крупных, отходящих на север и на юг, образуют долину рифта Грегори, имеющую субмеридиональное простираание; третий — долина рифта Кавирандо, простирается в запад-юго-западном направлении (см. рис. 21).

Первые протяженные рифтовые сбросы Кенийского свода развивались в раннем плейстоцене во время фазы максимального миоценового воздымания и затем были обновлены дальнейшим формированием рифтовых сбросов. До среднего плейстоцена шло их локальное омоложение. Результатом этого явилось формирование сложного грабена — рифтовой долины. Ширина рифтовых долин меняется от 60—70 км (Грегори) до 30—40 км (Кавирандо).

В настоящее время разница между высотами краевого плато и дна рифтовых долин достигает 2 км, хотя относительно бóльшая мощность почти одновременно образовавшихся вулканических пород в рифтовых долинах позволяет предположить, что суммарное смещение ограничивающих их сбросов достигает местами 3—4 км.

Магматические породы пространственно ассоциируются с центрами куполов. Например, в пределах Кенийского купола обильные лавы простираются примерно на 100 км вдоль рифтовой долины Грегори и имеют максимальную ширину выхода 500 км в пересечении куполообразной структуры с запада на восток. Более того, возраст извержения и состав лав следует общей последовательности разреза в каждом куполе.

На территории Кенийского купола вулканизм начал проявляться вдоль линии рифта Кавирондо непосредственно к западу от современного центра свода, определенного как максимальным воздыманием, так и пересечением трех рукавов рифтовых долин в раннем миоцене. Образовались крупные вулканы центрального типа, состоящие обычно из нефелинитовых и метанефелинитовых лав и пирокластических пород с подчиненными количествами базанитов, базальтов, фонолитов и трахитов. У некоторых сильно эродированных вулканов обнажены карбонатитовые ядра, фенитизированные основания и интрузивные тела, сложенные ийолитом и другими типами пород, характерными для карбонатитовых ассоциаций. В позднем миоцене произошло необычайно обильное извержение фонолитов в центральной части купола. Очевидно, они вытекали из трещин и широкими потоками заполняли зарождающийся рифт Грегори, а затем, заполнив его, стали изливаться на окружающие территории. По некоторым данным, эти кенийские фонолиты превышают по объему на несколько порядков все фонолитовые лавы, где-либо обнаруженные на земном шаре. С ними переслаиваются, особенно в нижней части разреза, нефелиниты, базаниты и базальты.

Далее прослеживание продолжающегося вулканизма Кенийского купола все более усложняется, поскольку не только более молодые вулканические породы перекрывают и скрывают древние, но также многочисленные типы магмы появились в разных частях купола и вызвали излияние различных лав. Например, оказалось, что в среднеплиоценовое время произошли обильные извержения нефелинитов и фонолитов на западе и юге; в позднем плиоцене — крупные извержения трахитов в центральной части купола, большая часть пород образовалась в виде игнимбритов. На периферии, к востоку от рифта Грегори, в течение позднего плиоцена и раннего плейстоцена сформировались грандиозные вулканы центрального типа — Кения и Килиманджаро, построенные в основном из щелочных базальтов, трахитов и фонолитов.

В позднечетвертичное время и до настоящего момента наблюдается четко выраженный переход к осевому вулканизму в рифте Грегори, кроме того, в осевой зоне купола накапливаются базальты и трахиты с небольшими объемами пантеллеритового тра-

Химические и нормативные составы CIPW Кенийского свода

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂ (%)	43,90	50,85	55,22	46,5	54,06	47,68	47,64	59,24	63,65
Al ₂ O ₃	14,38	19,69	21,09	16,1	16,39	15,55	14,20	15,92	14,12
Fe ₂ O ₃	4,58	3,01	2,02	3,5	3,87	2,87	3,49	1,67	2,01
FeO	7,68	3,17	2,19	7,5	6,38	8,62	10,47	5,02	6,03
MnO	0,23	0,20	0,26	0,2	0,27	0,20	0,24	0,20	0,27
MgO	6,10	1,96	0,48	7,4	1,88	6,73	5,41	2,27	0,04
CaO	10,48	5,86	2,21	10,9	4,97	12,69	10,86	4,77	1,31
Na ₂ O	4,55	6,16	9,57	3,1	5,58	2,64	2,82	5,20	6,34
K ₂ O	1,56	3,69	4,56	1,1	2,84	0,65	1,23	4,10	5,22
TiO ₂	2,79	1,51	0,77	2,3	1,45	2,02	3,07	1,31	0,94
P ₂ O ₅	0,54	0,44	0,06	0,4	0,39	0,35	0,58	0,28	0,07
H ₂ O ⁺	2,42	1,81	1,41	—	1,37	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,35	1,18	0,23	—	0,61	—	—	—	—
CO ₂	—	0,37	—	—	—	—	—	—	—
Zr (г/т)	—	—	—	—	—	88	184	387	764
Всего	99,56	99,90	100,07	99,0	100,06	100,00*	100,00*	100,00*	100,00*
Q	—	—	—	—	—	—	—	0,7	4,4
or	9,6	22,6	27,4	6,6	17,1	3,8	7,3	24,2	30,9
ab	10,6	26,9	33,8	19,3	46,9	20,9	23,9	44,0	43,6
an	14,7	15,8	1,1	27,1	11,5	28,7	22,5	8,0	—
ne	15,9	14,7	26,2	3,9	0,7	0,8	—	—	—
ns	—	—	—	—	—	—	—	—	0,8
ac	—	—	—	—	—	—	—	—	5,8
di	29,1	9,5	5,6	20,3	9,3	26,2	22,9	11,5	5,4
wo	—	—	1,2	—	—	—	—	—	—
hy	—	—	—	—	—	—	3,3	6,0	7,3
ol	9,8	4,6	—	14,3	5,1	11,6	8,8	—	—
mt	3,6**	1,8**	3,0	3,2**	5,7	3,3**	4,0**	2,4	—
il	5,5	3,0	1,5	4,4	2,8	3,8	5,9	2,5	1,8
ap	1,3	1,1	0,1	0,9	0,9	0,8	1,4	0,7	0,2
Значение M	47,5	36,5	16,7	54,9	24,9	51,3	41,4	37,6	0,9

Примечание. 1—анальдимовый базанит, Саймо, хр. Камасия («Группа I», миоцен); 2—анальдимовый муджнерит, базальты Самбуру, Ланкиния («Группа I», миоцен); 3—фанолиты типа плато, хр. Камасия («Группа II», поздний миоцен—ранний плиоцен); 4—среднее по 8 щелочным базальтам, хр. Камасия («Группа III и IV», плиоцен); 5—муджнерит, Кемсорор («Группа III», плиоцен); 6—базальт, анализ KLR-32; 7—ферробазальт, анализ KLR-38; 8—бенморит, анализ KLR-18; 9—трахит, анализ KLR-54 (анализы 1—5 даны по В. Кингу и Г. Чепмену); анализы 6—9 являются представительными, рассчитанными по 21 анализу (каждый включает 20 рассеянных элементов) переходных базальтовых серий плейстоценового возраста рифта Грегори. Бейкер с соавторами утверждает, что базальты могут содержать в небольших количествах нормативных нефелин или гиперстев и что трахиты обладают слабой, но увеличивающейся щелочностью и содержат немного модалного и нормативного кварца. Они расположили анализы в порядке увеличения содержания Zr—надежного показателя дифференциации этих серий.

* Пересчитано на безводной основе на 100 %.

** Fe₂O₃/(Fe₂O₃+FeO) уменьшено до 0,2.



Рис. 22. Диаграмма зависимости содержания щелочей от содержания кремнезема для образцов пород рифтовой долины.

Нижняя пунктирная линия служит границей между гавайскими толеитами внизу и щелочными базальтами вверху. Верхняя пунктирная линия разделяет поле нефелин-содержащих пород вверху и не содержащих нефелина щелочные базальты внизу. Диаграмма построена по данным около 90 анализов вулканических пород севера Танзании. На диаграмме представлены: К — средний катунгит (Ма) — средний мафурит (Ма), ЛН — лейцитовый нефелинит (см. табл. 17); 1 — анальцимовый базанит, 2 — анальцимовый муджерит, 3 — фonoлит типа плато, АВ — средний щелочной базальт, Му — муджерит, 6—9 — породы из переходных базальтовых серий (см. табл. 18)

шо видны на вариационной диаграмме (рис. 22) щелочи — кремнезем. Отметим, что ни один из выбранных представительных анализов табл. 18 не находится внутри поля субщелочных пород, т. е. ниже границы между щелочными базальтами и толеитами, проведенной Дж. Макдональдом и Т. Кацурой.

Выше приведено упрощенное описание сложной вулканической провинции, которая более детально изучена Л. Вильямсом, а также Б. Кингом и Г. Чепменом. П. Харрис впервые обнаружил элемент периодичности в изменении вулканических пород рифтовой долины и представил возможное объяснение этой периодичности, которое хорошо согласуется с моделями мантийных потоков.

П. Харрис начал исследования с противопоставления химического состава БСОХ и более щелочных мафических пород, найденных на крыльях хребта и в океанических бассейнах, и по отношению к тому, что мы сейчас постигаем, сделал в высшей степени прозорливое замечание: «Сейчас никто, по-видимому, не обсуждает, существует ли какое-либо закономерное изменение в типе базальтов или потоке тепла *вдоль* (курсив автора) системы океанических хребтов». Затем он тщательно выполнил такое исследование в условиях рифтовой долины, прослеживая состав молодых лав *вдоль* главной оси Восточно-Африканской системы рифтовых долин, обратил внимание на океанические толеиты в Красном море, субщелочные лавы с продуктами фракционирования комендита

хита (первое появление пересыщенных кремнеземом пород). Сейчас мы видим (как на фотографии) состояние покоя в постоянно меняющемся мире, обусловленном эволюцией, неважно какой — тектонической, магматической или эволюцией жизни. Состав пород в рифте Грегори контрастирует с проявлением щелочных базальтов примерно в 200 км к востоку, а также небольших количеств нефелинита, фonoлита и карбонатита на южной периферии купола; примерно в 350 км от центра свода располагается заметный упомянутый выше карбонатитовый влк. Олдонью-Ленгаи.

Химические различия богатого спектра молодых и свежих серий вулканических пород (табл. 18) хоро-

в Адене (см. разрез на рис. 25), явно более щелочную природу лав, окружающих Эфиопскую рифтовую долину, по сравнению с лавами внутри нее, и на другие особенности, типичные для Кенийского купола. Затем им была рассмотрена временная характеристика путем прослеживания последовательных изменений в вулканической деятельности.

П. Харрис пришел к выводу, что, скорее всего, вулканизм приурочен к участкам пересечения рифтов (в центральных частях куполов), где он, похоже, имеет менее щелочной характер, чем в областях, удаленных от центра как вдоль оси рифтовой долины, так и перпендикулярно к ней. По мере излияния лав в центре купола их состав становится менее щелочным. Это изменение также проявляется позже на участках, радиально удаленных от центра. П. Харрис сопоставил типы магмы с вероятной глубиной ее генерации, причем ее щелочность ослабевала с уменьшением глубины, эта связь наиболее правдоподобно объяснялась изменением геотермических градиентов в верхней мантии на протяжении длительного времени — десятков миллионов лет. Наименьший геотермический градиент, таким образом, коррелировался бы с наиболее щелочными продуктами (кимберлиты, мафические породы с высоким содержанием натрия, нефелиниты и т. д.), а наибольший геотермический градиент — с толеитовыми породами (не представленными в пределах Кенийского купола). Другими словами, часть последовательности ультраосновных щелочных пород — базаниты — щелочные базальты — трансщелочные базальты — толеиты может быть распознана: а) в постоянно омолаживающемся разрезе любого центра купола; б) на большем или меньшем радиальном расстоянии от центра купола в любой момент времени, более щелочные породы располагаются дальше от центра.

Рассмотрение предварительно представленных данных показывает, что распределение изверженных пород, развитых на Кенийском куполе, вполне соответствует этой модели, и различные изверженные породы могли быть выделены из первозданных магм, образовавшихся в восходящем мантийном потоке.

Гравитационный профиль Буге* через Кенийский купол пока-

* Поправка в свободном воздухе вводится для сравнения гравитационных значений, которые могли быть взяты на разных высотах над уровнем моря, поскольку значение силы тяжести закономерно уменьшается с увеличением расстояния от центра Земли. Поправка Буге применяется для корректировки гравитационного притяжения пород (принимается, что они представляют собой плоскую плиту) между уровнем моря и высотой точки, на которой производились наблюдения. В этом процессе возможны уточнения для того, чтобы принять в расчет гравитационные эффекты близповерхностных пород с известными плотностями. Аномалия Буге представляет собой остаточное значение после введения обеих поправок и сравнения результата с силой тяжести на уровне моря на сфероиде в точке, имеющей ту же широту. Следовательно, эта аномалия является попыткой первого порядка компенсировать изменения силы тяжести, связанные с топографическим и близповерхностным эффектом. Таким образом, она может служить индикатором более фундаментальных изменений, характерных для нижележащего вещества коры и верхней мантии.

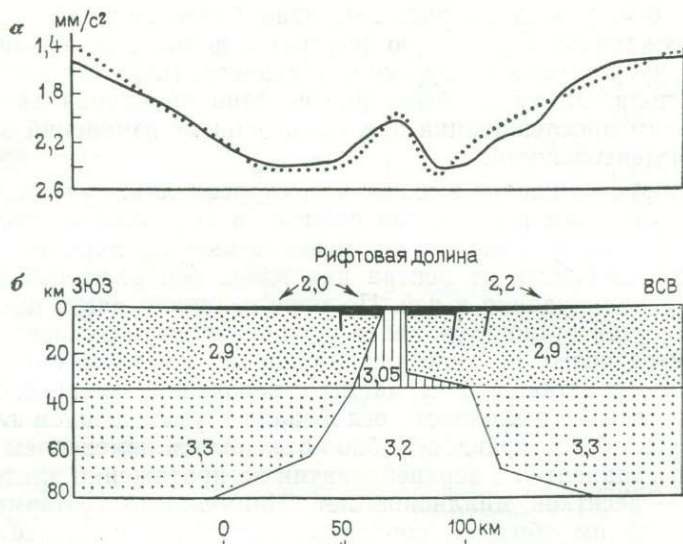


Рис. 23. Гравитационный профиль Буге (А) через рифт Грегори в центральной части Кенийского свода и модель строения земной коры этого участка (Б). Сплошная линия — наблюдаемые гравитационные аномалии Буге; точками показаны рассчитанные аномалии для модели строения коры

зывает широкую отрицательную аномалию, пересекающую купол, с меньшей по площади, но большей по значению положительной аномалией над рифтовой долиной [9]. После введения дальнейших допущений, учитывающих сильное влияние, оказываемое присутствием менее плотных вулканических пород на бортах и на дне долины мощностью в несколько тысяч метров, остаточное значение может соответствовать значению модели, изображенной на рис. 23. Широкое тело относительно низкоплотных пород верхней мантии (относительно горячая вершина мантийного потока?) под куполом перекрывается относительно плотными породами внутри коры под рифтовой долиной (мафические магматические породы, представляющие дополнительную фракцию обильных претерпевших фракционирование фанолитов и трахитов на поверхности?). При этом в результате такого механического внедрения магматических пород в кору могло произойти некоторое «раздвижение плит», но на основании обнажений пород фундамента на поверхности устанавливается максимальный верхний предел такого раздвижения всего в 10 км с миоценового времени.

4.6. МАГМАТИЗМ АФРО-АРАВИЙСКОГО КУПОЛА, СВЯЗАННЫЙ С РАЗДВИЖЕНИЕМ ПЛИТ

В последние годы магматизм и тектоническая эволюция Afro-Aравийского купола стали объектами повышенного интереса и ин-

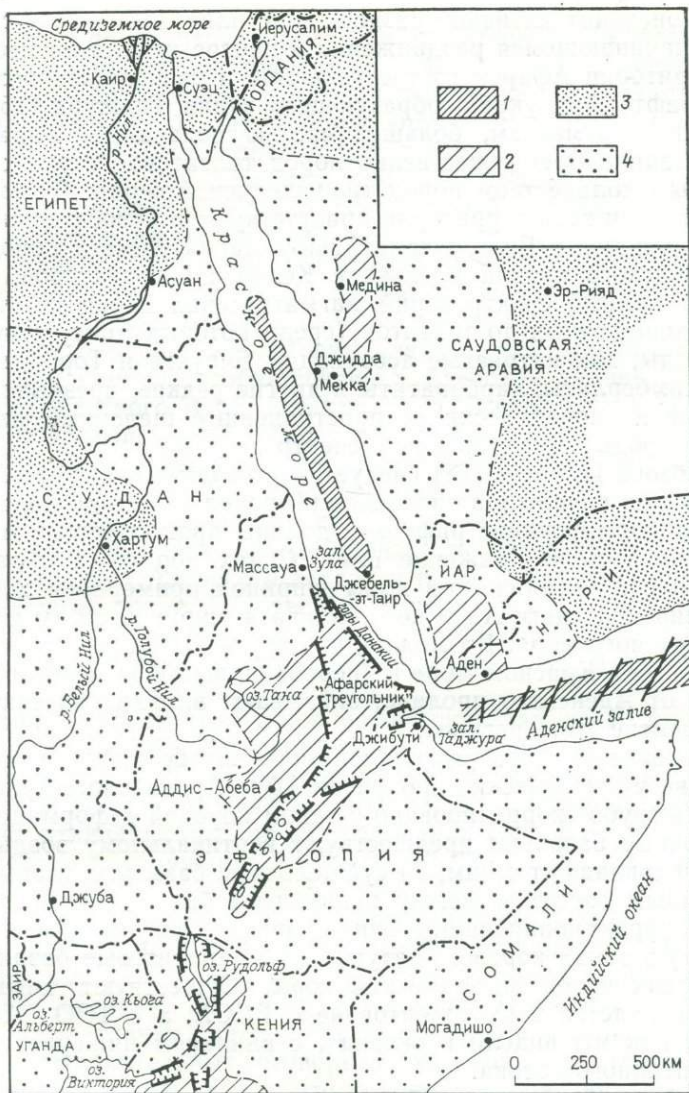


Рис. 24. Схематическая карта крупных геологических структур и положение пунктов, упоминаемых в тексте в связи с обсуждением магматических пород Афро-Аравийского свода.

Показано сложное формирование сбросов в структурах «полуграбенах» внутри площади Афарского треугольника.

1 — приблизительное распространение установившейся океанической коры; 2 — кайнозойские вулканические породы; 3 — чехол мезозойских осадочных пород; 4 — гнейсы основания

тенсивных исследований. Похоже, что здесь, как и на Кенийском куполе, появилась возможность синтеза собранного материала.

Афро-Аравийский купол (рис. 24) древнее Кенийского, вдоль двух рукавов его рифтовых долин, Аденского залива и Красного

моря происходит активное раздвижение плит. Интерес сфокусирован на начинающемся раздвижении в центре купола на необычайной территории Афарского треугольника и расположенного рядом с ним рифта Ардоукоба, образующего залив Таджура [151]. Современный магматизм, большей частью подводный, выражается в образовании преимущественно пород толеитовой серии с незначительным количеством пород трансщелочной серии. В геологической летописи этой территории присутствуют и относительно более щелочные породы. Если рассматривать магматические породы Афро-Аравийского купола в связи с Кенийской структурой, то они составят полный спектр серий магматических пород континентов от высокощелочных до толеитов (среди которых присутствуют такие породы, как натриевые ассоциации Бирунга и Торо-Анколе, а также кимберлиты, карбонатиты и другие редкие, чрезвычайно изменчивые и спорадически распространенные щелочные ультраосновные породы, заканчивающие спектр).

Из обзора И. Гасса [77] следует, что воздымание Афро-Аравийского купола началось в палеоцене и продолжалось до конца эоцена и что формирование рифтовой долины происходило в миоцене, когда началось раздвижение плит. С тех пор была образована полоса новой океанической коры шириной примерно в 200 км в более широкой части Аденского залива и шириной 50 км в южной части Красного моря. Возможно, что другие смежные купола, расположенные в Красном море и (первоначально) на некотором расстоянии от Аденского пролива, оказывают влияние на тектоническое развитие этого региона.

Оказывается, что в региональном масштабе наблюдаемое разнообразие магматических продуктов Афро-Аравийского купола может быть грубо скоррелировано с типом коровой деформации [77]: 1) щелочные базальты предшествуют вертикальному воздыманию купола и совпадают с ним; 2) субщелочные базальты (лавы с промежуточным составом между щелочными базальтами и толеитами; при фракционировании они обычно образуют перщелочные риолиты) в зонах корового затухания; 3) толеитовые базальты на территориях новой океанической коры. Существуют химические признаки родства этих толеитов не с БСОХ, а с ТОО [286], что связано, как мы видели в океанах, с влиянием нижерасположенного мантийного потока.

Дорифтовые щелочные базальты имеют значительный объем и покрывают около 750 000 км² в Эфиопии и около 30 000 км² юго-запада Аравийского полуострова. Они, известные как «трапповые» серии, аналогичны структурно (но не полностью петрографически, как мы увидим) платобазальтам Карру, Деккана и Параны. Мощность трапповых серий уменьшается по всем радиальным направлениям от участка, приблизительно совпадающего с центром купола, где был описан разрез лав мощностью 3,5 км. Нижняя часть разреза, представленная мощными афировыми потоками (изверженными из трещин?), перекрывается отложениями более разнообразных порфировых и дифференцированных потоков (извержен-

ных из вулканов центрального типа?). Субщелочные базальты и их относительно распространенные дифференциаты, изверженные из вулканов центрального типа на ослабленной (и очевидно одновременной утоненной) сиалической коре составляют 1/500 объема трапповых серий. Они подробно задокументированы на территории Адена (аденская вулканическая серия) и установлены в Афарском треугольнике и внутри Эфиопской рифтовой долины. В то время как Аденская и Афарская трансщелочные серии датируются неогеном, вулканы Эфиопской рифтовой долины, представляющие наиболее богатую провинцию высокощелочных кислых пород в мире, имеют возраст от плиоценового до современного.

Толентовые породы характерны для областей активного раздвижения плит. Они были обнаружены в Аденском заливе, в срединном трого Красного моря, а также на о. Джебель-эт-Тейр, расположенном вблизи южной оконечности Красного моря. Кроме того, данные породы, очевидно, извергаются в настоящее время в центральных частях Афарского треугольника. Оценка объемов толентовых пород зависит от оценок площади новой океанической коры, подстилающей их. Эти оценки произвести очень трудно, так как кора на окраинах Аденского залива и Красного моря покрыта чехлом осадочных пород. По очень приблизительной оценке, площадь новой океанической коры может составить $1,25 \cdot 10^5$ км², а это, если принять среднюю мощность коры, соответствует образованию около $8 \cdot 10^5$ км³ толентовых пород.

Средние анализы трех типов мафических лав, по И. Гассу [77], представлены в табл. 19. Многие из этих анализов содержат большое количество Fe₂O₃ по отношению к FeO, что предположительно является результатом выветривания. Для сравнения обычных и довольно отличающихся от них образцов И. Гасс уменьшил во всех анализах содержание Fe₂O₃ на 1,50 %, и рассчитанные нормативные составы хорошо совпали с обычной минералогией мафических пород такого типа. Весьма поучительно исследовать влияние этой поправки (так наглядно продемонстрированной И. Гассом и так часто выставляемой в благоприятном свете во многих петрологических отчетах) на такие критические нормативные параметры, как нормативные содержания гиперстена и нефелина. При некоторых незначительных оговорках, касающихся отклонений от этой поправки, оказывается, что трапповые серии являются нефелин-нормативными, а океанические базальты, в противоположность им, — как правило, гиперстен-нормативными и имеют толентовый характер. Среди базальтов ослабленных зон установленного трансщелочного типа, считающихся материнскими для перщелочных кислых продуктов фракционирования в Эфиопской рифтовой долине это гиперстен-нормативные разности, в аденской вулканической серии — нефелин-нормативные, в центральной части Афарской депрессии — в значительной мере гиперстен-нормативные (и, следовательно, подходящие под категорию толентовых пород?). Однако можно предположить, что более поздние анализы пород аденской вулканической серии совместно с петрографическими дан-

Средние химические и нормативные составы СРРВ базальтов трапповых серий Эфиопии и Йеменской Аравийской Республики (ИАР) зон затухания и толентовых ассоциаций Аденского пролива и Красного моря в пределах Афро-Аравийского свода

Элемент	1	1а*	2	2а*	3	3а	4	4а*	5	5а*	6	6а*	7	7а*
SiO ₂	46,60	46,70	47,47	47,75	47,30	47,56	47,46	47,64	49,46	49,58	48,93	48,88	50,04	50,12
TiO ₂	2,15	2,15	2,61	2,62	2,00	2,01	2,59	2,60	2,31	2,32	1,09	1,09	1,93	1,93
Al ₂ O ₃	16,20	16,23	15,98	16,07	14,10	14,17	16,26	16,32	12,81	12,84	16,60	16,59	16,56	16,58
Fe ₂ O ₃	3,80	1,50	7,07	1,50	6,70	1,50	5,23	1,50	4,14	1,50	2,09	1,50	3,31	1,50
FeO	8,45	10,54	5,38	10,46	7,30	12,04	6,72	10,13	8,77	11,19	6,83	7,35	7,49	9,13
MnO	0,23	0,23	0,28	0,28	0,20	0,20	0,19	0,19	0,17	0,17	0,24	0,24	0,19	0,19
MgO	6,65	6,66	3,29	3,31	5,95	5,98	6,72	6,75	6,32	6,34	7,38	7,37	5,19	5,20
CaO	9,60	9,62	9,43	9,48	10,80	10,86	10,08	10,12	10,97	11,00	12,67	12,66	11,33	11,34
Na ₂ O	2,85	2,86	3,84	3,86	2,50	2,51	3,29	3,30	3,01	3,02	2,42	2,42	3,00	3,00
K ₂ O	1,25	1,25	1,67	1,68	1,30	1,31	0,84	0,84	0,71	0,71	0,19	0,19	0,36	0,36
H ₂ O	1,80	1,80	2,03	2,04	1,45	1,46	—	—	0,98	0,98	1,56	1,56	0,65	0,65
P ₂ O ₅	0,44	0,44	0,45	0,45	0,40	0,40	0,61	0,61	0,35	0,35	0,15	0,15	—	—
Всего	100,02	99,98	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	100,15	100,05	100,05	100,00
Q	—	—	—	—	0,60	—	—	—	0,19	—	—	—	—	—
or	7,39	7,39	9,87	9,93	7,69	7,74	4,97	4,97	4,20	4,20	—	—	—	—
ab	24,11	22,83	31,40	24,69	21,15	21,24	27,84	26,23	25,47	25,55	20,48	20,48	25,38	25,38
ap	27,72	27,76	21,44	21,57	23,42	23,53	27,12	27,24	19,35	19,39	33,88	33,85	30,66	30,72
pe	—	0,74	0,59	4,32	—	—	—	0,92	—	—	—	—	—	—
di	13,83	14,10	17,69	19,02	22,08	23,09	15,05	15,59	26,67	27,22	22,69	22,77	20,83	21,12
hy	2,49	—	—	—	9,18	0,99	4,66	—	11,95	7,37	10,06	8,86	10,95	11,30
ol	12,06	18,09	0,74	10,25	—	15,03	6,45	16,53	—	7,90	4,92	6,78	—	2,86
mt	5,51	2,18	10,25	2,18	9,71	2,18	7,58	2,18	6,00	2,18	3,03	2,18	4,80	2,18
il	4,08	4,08	4,95	4,97	3,79	3,82	4,92	4,94	4,39	4,41	2,07	2,07	3,67	3,67
ар	1,04	1,04	1,06	1,06	0,94	0,94	1,44	1,44	0,83	0,83	0,35	0,35	Не опр.	Не опр.
Значение М	49,7	49,7	33,0	33,0	44,1	44,1	50,8	50,8	47,3	47,3	59,7	59,7	46,7	46,7

Примечание. Трапповые серии: 1 — нижнее подразделение, среднее по 25 анализам, Эфиопия; 2 — среднее по 6 анализам, ИАР. Зоны затухания: 3 — аденская серия, среднее по 25 анализам, Эфиопия; 4 — среднее по 5 анализам; Джебел-Кариц, аденская вулканическая серия, Южная Аравия; 5 — среднее по 9 анализам, центральная цепь Афарской депрессии. Толентовая ассоциация Аденского пролива и Красного моря: 6 — Аденский пролив, среднее по 8 афировым базальтам; 7 — среднее по 6 анализам, Джебел-эт-Таир, вулканический остров в пределах срединного трога Красного моря.

* Колонки с индексом «а» содержат предшествующие анализы после пересчета содержания Fe₂O₃ на 1,5 %.

Химические составы и нормативные составы CIPW избранных пород аденской вулканической свиты (по К. Коксу и др.)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	46,80	46,98	54,11	59,08	63,74	65,61	69,54
Al ₂ O ₃	13,71	12,88	15,34	14,70	14,93	14,17	12,77
Fe ₂ O ₃	5,10	10,85	6,45	5,05	2,72	6,24	4,03
FeO	7,35	3,98	4,40	3,25	3,72	0,35	0,99
MnO	0,17	0,27	0,17	0,17	0,23	0,10	0,17
MgO	7,75	3,42	2,87	1,43	0,79	0,53	0,13
CaO	10,28	9,23	6,18	4,05	2,62	2,15	0,62
Na ₂ O	2,54	3,42	4,71	5,37	5,82	5,18	5,48
K ₂ O	0,87	1,34	3,46	2,89	3,43	3,67	4,96
TiO ₂	3,00	3,80	1,50	1,48	0,94	0,53	0,33
P ₂ O ₅	0,42	0,62	0,67	0,53	0,22	0,16	0,04
H ₂ O ⁺	1,38	1,64	0,40	0,55	0,19	0,43	0,13
H ₂ O ⁻	0,36	0,41	0,82	1,16	0,47	0,65	0,44
CO ₂	0,08	0,86	—	—	0,09	Присут.	—
F	—	—	0,11	0,18	—	—	0,26
Cl	—	—	—	—	—	—	0,07
Меньше 0 для F, Cl	—	—	0,05	0,08	—	—	0,13
Всего	99,81	99,70	100,14	99,81	99,91	99,97	99,83
Q	—	—	3,3	9,0	10,6	16,9	18,2
or	5,3	8,3	14,7	17,4	20,4	22,0	29,6
ab	22,0	30,1	40,3	46,4	49,7	44,6	38,5
ap	24,0	16,5	13,6	7,6	4,5	4,7	—
ac	—	—	—	—	—	—	7,4
di	20,7	22,7	10,5	7,6	6,0	4,3	2,5
hy	8,2	5,3	4,8	1,5	2,4	1,3	3,0
ol	9,5	3,9	—	—	—	—	—
mt	3,6*	4,2*	8,3**	6,4**	4,0	4,9**	0,1**
il	5,8	7,5	2,9	2,9	1,8	1,0	0,6
ap	1,0	1,5	1,6	1,3	0,5	0,4	0,1
Значение M	53,3	30,3	33,0	24,2	18,0	13,5	4,6

Примечание. 1 — базальтовая лава, паразитический центр извержения Амен-Хал; 2 — гавайитовая лава, серия Мейн-Коун, Южный Аден; 3 — интрузия муджиритов в серии Тавахи, к юго-востоку от Хоспитал, Ма'алла; 4 — трахиандезитовая лава, верхний поток серии Шамсан-Кальдера, в 700 м к западу от Рас-Таих, Юго-Восточный Аден; 5 — трахиандезитовая лава, серия Шамсан-Кальдера, Сигнал-Стейши; 6 — слой трахитов (лава?) внутри серии агломератов Тавахи в 700 м к востоку от Амен-Хал; 7 — риолитовая лава, серия Мейн-Коун, Сира-Айленд, Восточный Аден.

* Fe₂O₃/(Fe₂O₃+FeO) пересчитано на 0,2.

** Fe₂O₃ и FeO пересчитаны на содержание равных массовых количеств Fe.

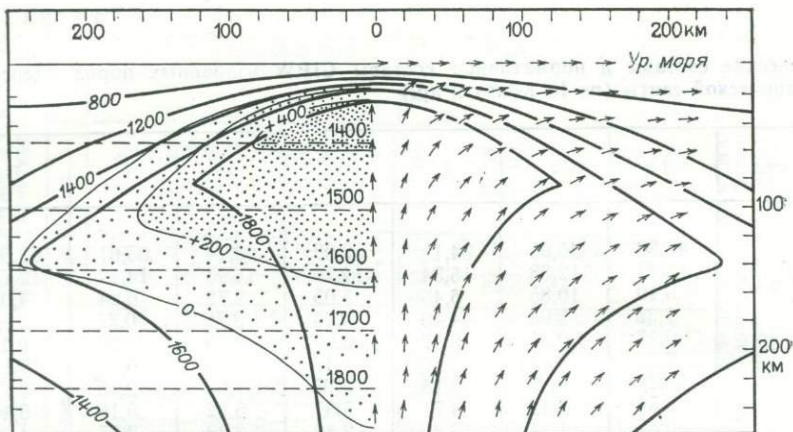


Рис. 25. Вершинная часть поднимающегося мантийного потока в модели. По Е. Оксбургу и Д. Тюркотту.

Изотермы верхней части потока даны сплошными линиями (в градусах Цельсия); температуры ликвидуса для оливиновых толеитов — горизонтальными пунктирными линиями. Изолиния 0 показывает положение пересечений значений температур мантийного потока и температуры ликвидуса оливинового толеита, таким образом, она является внешней границей частичного плавления в мантийном потоке; две другие указывают на то, где предположительные температуры мантийного потока превышают температуры ликвидуса оливинового толеита соответственно на 200 и 400 °С, и, следовательно, заключают в себе более высокое содержание расплава в мантии внутри этих маленьких приближающихся к центру участков верхней части мантийного потока. Маленькие стрелки в правой части диаграммы — предположительные векторы скорости

ными указывают на хорошо проявленную фракционную последовательность от материнских гиперстен-нормативных «базальтов с переходной щелочностью» через трахибазальты и трахиты к комендитам* (табл. 20).

Для того чтобы учесть изменения в составе изверженных лав как во времени, так и в пространстве, И. Гасс предложил модель частичного плавления внутри «поднимающейся литотермальной системы». В этой модели частичное плавление на относительно глубоких уровнях генерирует щелочные базальты, а по мере подъема литотермальной системы оно на все более близких к поверхности уровнях вызывает образование магм с возрастающей активностью кремнезема. Модель И. Гасса подобна «грибообразной» модели (рис. 25) распределения и количества частичного плавления внутри поднимающегося мантийного потока [157]. Некоторые химические особенности афарских толеитов соответствуют особенностям исландских пород, так что если принять гипотезу мантийных потоков в Исландии, то представляется вероятным и воздействие мантийного потока на весь цикл магматизма в Афро-Аравийском ку-

* Уменьшение высоких необоснованных содержаний Fe_2O_3 в мафических породах аденской серии до обычно принимаемых уровней в действительности перевело бы один или два анализа в анализы нефелин-нормативных пород (см. обсуждение в работе К. Кокса). Тем не менее на вариационной диаграмме зависимости содержаний щелочей от кремнезема эта серия явно занимает промежуточную позицию между типичными толеитами и щелочными базальтами.

поле; и в самом деле сейсмические скорости в мантии под Афаром до глубины 300—400 км аномально низки.

Если временно принять, что гипотеза мантийных потоков широко применима, то следует использовать ее для решения вопроса об очевидных различиях между Афро-Аравийским и Кенийским куполами (а в действительности и других куполов). Чрезвычайно обильные потоки базальтов, излитые на ранних стадиях развития Афро-Аравийского купола, имеют аналоги на других континентах, но отсутствуют на Кенийском куполе. Они указывают на значительно большие количества расплава, достигающие поверхности за единицу времени, образовавшиеся в результате более обширного мантийного потока или более горячего потока (в результате близ адиабатического подъема мантии с более глубоких уровней), или более быстро поднимающегося потока. При любом варианте этих возможных условий, вызывающих «интенсивный поток», легко признать, что окончательное раздвижение плит скорее произошло бы над таким потоком, чем над слабым. Безусловно, казалось бы разумным, что некоторое масштабное событие внутри верхней мантии вызвало бы раздвижение плит в древней мощной континентальной литосфере. Слабые мантийные потоки не могли бы проникнуть сквозь мощную платформенную литосферу; генерация магмы в них могла бы быть ограничена небольшими количествами на относительно незначительных глубинах, что удовлетворяет условиям образования обогащенной натрием серии пород. Магмы, однажды образованные в слабом потоке и имеющие менее экстремальные составы, чем их разности, обогащенные натрием, могут претерпевать значительное фракционирование в течение внедрения в мощную литосферу. В результате этих процессов в конце концов на поверхности образуются в основном фракционированные породы, подобные обильным фонолитам Кенийского купола*.

Хотя эти изменения модели мантийных потоков могут оказать обманчиво растяжимыми и, следовательно, в философском смысле неприемлемыми для некоторых петрологов, начинает утверждаться мнение о том, что внутренне непротиворечивая модель магматической и тектонической эволюции может достоверно объясняться с помощью модели восходящих мантийных потоков. Именно по этой причине здесь дается описание развития магматизма в пределах континентов главным образом с позиций этой гипотезы. Однако еще необходимо рассмотреть: возможно ли соответствие петрогенетической теории, касающейся составов магмы, и ограничений, которые можно ожидать от модели потоков.

* Имеются доказательства, что некоторые трахиты, изверженные в пределах континентов, образованы путем фракционирования при высоких давлениях: наличие в трахитах Нигерии ультрамафических включений убедительно свидетельствует о их декантации во вмещающей трахитовой магме из мантийных глубин; высокие значения M некоторых австралийских гавайитов, муджиеритов и бенморитов аналогично указывают на происхождение их скорее путем фракционирования в мантийных условиях, чем путем фракционирования на коровых уровнях (в результате последнего, возможно, образуются похожие на первый взгляд серии магматических пород некоторых океанических островов).

Сравнительные данные, касающиеся возрастов и объемов платобазальтов и родственных им пород в хорошо известных платобазальтовых провинциях

Расположение	Возраст	Примечания
Базальты равнины Снейк-Ривер. Исландия *	Четвертичный	Площадь распространения $0,5 \cdot 10^5$ км ²
	Неоген-новейший	Площадь распространения 10^5 км ² ; слагают всю мощность коры (до максимальной — 16 км)
Платобазальты р. Колумбия	Преимущественно миоценовый	Площадь распространения $0,13 \cdot 10^5$ км ² ; средняя мощность 1000 м; существовавшие до излияния лав выступы рельефа в 1500 м местами погребены
Трапповые серии Эфиопии и Йеменской Арабской Республики	Палеоценовый	Площадь распространения $8 \cdot 10^5$ км ² ; максимальная мощность в центральной части свода 3500 м
	»	Площадь распространения $0,54 \cdot 10^5$ км ² (возможно до $1,5 \cdot 10^5$ км ²); средняя мощность около 3000 м
Базальты берега Блосвилля, Восточная Гренландия		
Траппы плоскогорья Декан	От позднемелового до палеоценового	Площадь современных обнажений более $5 \cdot 10^5$ км ² или даже $2 \cdot 10^6$ км ² ; мощность обычно до 2000 м, местами 3000 м
Платобазальты Параны	От юрского до раннемелового	Площадь современных обнажений $0,75 \cdot 10^6$ км ² (до $1,2 \cdot 10^6$ км ²); средняя мощность 1000 м, местами увеличивается до 1500 м
Базальты Карру	Юрский	Площадь современных выходов $0,15 \times 10^6$ км ² (до 10^6 км ²); мощность 400—1500 м, местами (в пределах моноклинали Лебомбо) 9000 м; много силлов, связанных с базальтами.
Толентовые лавы и мелкие интрузии Новая Шотландия, Нью-Джерси, Каролинских островов и Марокко	Триасовый	Площадь обнажений намного меньше, чем у большинства пород, но известно, что эти породы продолжают под осадочным разрезом мезозойско-палеоген-неогенового возраста в пределах акватории
Северная Австралия	Кембрийский	Предполагаемая первоначальная площадь обнажений $4 \cdot 10^5$ км ² ; мощность до 1000 м
Лавы Кивино Океаническая кора *	Около 1100 млн лет назад Образовалась за последние 200 млн лет, частично эродированы	Площадь не менее 10^5 км ² ; мощность до 5000 м Площадь $3 \cdot 10^8$ км ² ; мощность около 6500 м

* Океанические платобазальты привлечены с целью сравнения.

4.7. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПЛАТОБАЗАЛТЫ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ТОЛЕИТОВОГО СОСТАВА

Платобазальты и связанные с ними силлы диабазов по своему тектоническому положению и огромным объемам, накопившимся за геологически короткие промежутки времени, образуют примечательную группу магматических пород, имеющую ближайших аналогов среди щелочных базальтов трапповой серии Эфиопии и Йеменской Арабской Республики. Однако основная масса платобазальтов если вообще имеет отличительные черты, то характеризуется еще большими объемами и всеобщим родством с толеитами. Обычно под действием эрозии они образуют эффектный пейзаж в виде террас, сложенных перекрывающимися друг друга бесчисленными горизонтально залегающими слоями. Хорошо известные примеры включены в табл. 21. Учитывая масштаб проявления этих пород, любое приемлемое описание их требует обобщения, всегда опасного в геологии. В связи с этим для изучения платобазальтов особенно важно рассмотреть как можно большее количество данных. Приведенные ниже краткие наброски посвящены главным чертам ряда провинций, а также некоторым особенно интересным деталям.

4.7.1. Базальты р. Колумбия

А. Уотерс [216] зафиксировал стратиграфическое и литологическое изменение базальтов на основании изучения 28 разрезов и картирования некоторых районов р. Колумбия (Канада). Базальты, принадлежащие к нижнему подразделению, известному как тип Пикчер-Годж, характеризуются несколькими процентами модалного оливина. Оливин присутствует как в фенокристаллах (обычно в ассоциации с авгит-плагиоклазовыми фенокристаллами и, следовательно, предполагает участие в их формировании значительной котектической кристаллизации), так и в основной массе некоторых образцов, имеющих петрографическое родство с щелочными базальтами. Массовая доля кремнезема обычно колеблется от 47 до 50 %, а у K_2O приблизительно равняется 0,6 %. Более молодые породы типа Якима залегают местами с отчетливым несогласием на базальтах типа Пикчер-Годж. Базальты типа Якима лишь изредка содержат оливин, имеют концентрации кремнезема обычно в пределах 53—55 % (и, следовательно, формально являются скорее строго средними породами, чем основными) и содержат примерно 1,5 % K_2O . Для этого типа базальтов характерно высокое содержание стекловидного мезостазиса в ярко выраженной интерсертальной структуре. В отличие от базальтов типа Пикчер-Годж они часто бывают афировыми или микрофировыми. Несмотря на это, на основании их относительно высоких индексов дифференциации и относительно низких значений M можно было бы предположить, что они имеют даже более продолжительную историю фракционирования, чем породы типа Пикчер-Годж, если бы фрак-

Химические составы различных платобазальтов и диабазов

Элемент	Базальты р. Колумбия		Базальты Кивино		Базальты Карру		Базальты плоскогорья Декан			Тасманские диабазы	Диабазы Феррара			Базальты берега Блосвилля	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
SiO ₂	49,5	53,8	47,7	50,00	49,7	52,1	51,8	50,51	52,65	53,4	50,40	53,75	55,65	48,88	
Al ₂ O ₃	15,5	13,9	15,1	13,9	8,9	14,1	14,8	12,65	14,42	15,4	15,51	14,23	13,95	13,68	
Fe ₂ O ₃	3,8	2,6	6,4	8,7	2,0	3,7	3,9	3,12	2,76	0,8	0,99	2,23	3,24	—	
FeO	7,8	9,2	5,5	5,3	10,5	8,4	7,3	11,23	10,02	8,4	7,83	7,61	7,38	13,43*	
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,23	0,14	0,1	0,17	0,18	0,17	0,20	
MgO	6,2	4,1	8,2	4,4	15,3	5,5	7,1	5,45	4,98	6,7	10,60	6,64	4,50	6,57	
CaO	10,2	7,9	7,6	5,4	7,7	8,7	10,6	10,57	8,96	11,1	10,87	10,60	8,51	11,29	
Na ₂ O	2,8	3,0	2,9	3,9	1,6	2,6	2,4	2,43	3,01	1,7	1,42	1,83	2,50	2,35	
K ₂ O	0,6	1,5	0,8	1,6	1,6	1,7	0,7	0,61	1,08	1,0	0,37	0,81	1,45	0,26	
TiO ₂	1,6	2,0	1,5	2,7	2,7	2,6	1,1	2,85	1,70	0,6	0,44	0,70	1,03	2,57	
P ₂ O ₅	0,3	0,4	0,2	0,4	0,4	0,4	0,1	0,35	0,28	0,1	0,08	0,18	0,23	0,28	
H ₂ O ⁺	1,6	1,2	3,7	3,3	—	—	—	—	—	0,7	1,21	0,64	0,98	—	
H ₂ O ⁻			—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,34	0,67	0,69	—
CO ₂			—	—	0,2	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Всего	100,1	99,8	100,0	100,1	100,6	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,23	100,07	100,28	99,51	

Примечание. 1 — средний анализ типа Пикчер-Гордж (по А. Уотерсу); 2 — средний анализ типа Якима (по А. Уотерсу); 3 — оливиновый толент, среднее по шести анализам лав серии Портедж-лейк (по серии Портедж-Лейк (по У. Джолли и Р. Смит); 4 — толент, среднее по трем анализам лав серии Портедж-Лейк (по У. Джолли и Р. Смит); 5 — среднее по 47 анализам богатых оливином базальтов Нуанеци (по К. Коксу); 6 — среднее по 14 базальтам с массовой долей MgO ниже 8%, Нуанеци (по К. Коксу); 7 — среднее по 21 анализу базальтов Лесото (по К. Коксу); 8 — средний базальт нижней части траппов; 9 — средний базальт верхней части траппов; 10 — средний долерит из зоны закалки; 11 — оливиновый толент, зона закалки, группа долеритов; 12 — гиперстенный толент, среднее по пяти анализам из зон закалки, группа долеритов; 13 — пикжонитовый толент, среднее по четырем анализам из зон закалки, долеритовая группа; 14 — средний платобазальт.

* Суммарное железо как FeO.

ционирование на самом деле являлось причиной химических различий между этими двумя типами. Средние анализы пород обоих типов приведены в табл. 22. Позже деление на две группы было детализировано, но не изменено [234]. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ довольно однообразны в породах типа Пикчер-Годж, а в базальтах типа Якима более высоки и изменчивы [137].

4.7.2. Лавы полуострова Кивино

На основании исследования лавовых серий Портедж-Лейк на п-ове Кивино (Север шт. Мичиган, США) выявлено влияние вторичных изменений как следствия метаморфизма захоронения. Эти изменения включают локализованную метаморфическую дифференциацию, особенно вдоль верхних границ потоков и других пронизываемых путей, и сказываются на петрохимии (см. гл. 8). Тем не менее можно разделить породы на относительно более или менее магнезиальные, основываясь на породах сравнительно слабо измененных в петрографическом и химическом отношении. Около 90 % пород этой серии являются афировыми оливиновыми толеитами или содержат редкие фенокристаллы оливина (чаще не более 10 %), плагиоклаза и авгита. Остальные разновидности представлены толеитами с фенокристаллами плагиоклаза и авгита. Средние анализы * приведены в табл. 22. Хотя лавы п-ова Кивино и определенно близки в общем смысле серии базальтов р. Колумбия, однако, судя по анализам, они обладают более высокими отношениями $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ и количеством H_2O , что может быть связано в некоторой степени с послекристаллизационным изменением, несмотря на то, что для анализов были отобраны наиболее свежие породы. Обращает на себя внимание заметное симпатетическое изменение, которое можно сопоставить с предполагаемой историей фракционирования K_2O , TiO_2 , P_2O_5 и с содержанием кремнезема. Положение пород в соответствующей им серии не выявляется из общих утверждений, что породы такого типа, как платобазальты, богаты K_2O и т. д., оно могло бы быть, очевидно, точнее определено с помощью индекса дифференциации, содержания или значения M или соответствующей вариационной диаграммы. Только таким образом могут быть выявлены основные внутренние различия между типами магм, возможно, связанные, как мы видели, с труднодиагностируемыми неоднородностями мантии.

4.7.3. Вулканический цикл Карру

В Южной Африке широко распространены преимущественно мафические вулканические породы. Хотя сейчас только около $1,4 \cdot 10^5$ км² площади лавовых обнажений относят к позднему

* Пересчет анализов пород п-ова Кивино осуществлен на безводной основе, как это было сделано для некоторых анализов в табл. 4.7, что, возможно, выразится в повышении массовой доли SiO_2 на 1,5—2 %.

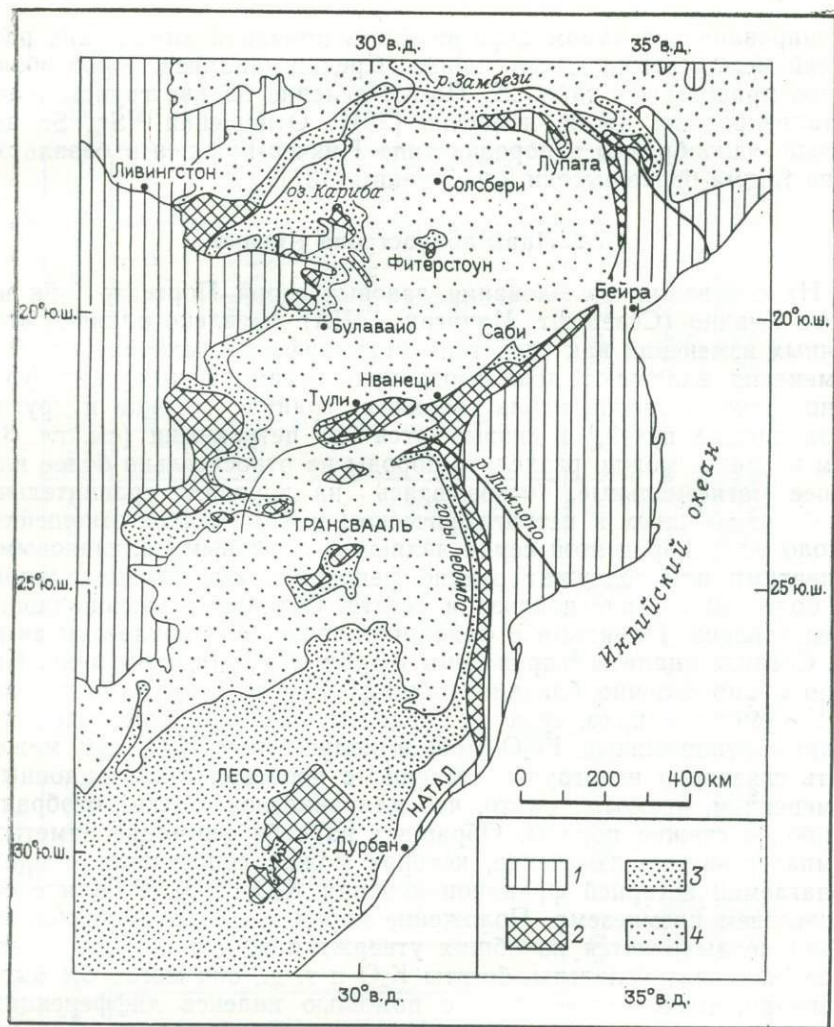


Рис. 26. Геологическая схематическая карта Юго-Восточной Африки, показывающая распределение пород системы Карру.

1 — образования моложе системы Карру; 2, 3 — породы системы Карру (2 — магматические, 3 — осадочные); 4 — образования древнее системы Карру

Карру, вполне вероятно, что тогда вулканические извержения охватывали до $2 \cdot 10^6$ км² площади Южной Африки. Об этом свидетельствуют многочисленные силлы, развитые в слоях Карру. Некоторые силлы достигают значительной мощности и фракционированы. Их структура и петрографические особенности соответствуют толентовым образованиям, что и было отмечено Ф. Уолкером и А. Полдерваартом. Излияния значительных по объему

вулканитов Карру ограничено коротким промежутком времени в 20 млн лет в раннем мезозое. В более внутренних частях провинции лавы обычно сохранились в виде останцов плато, в широких бассейнах и рифтовой долине р. Замбези. В восточной части выходов пород Карру, где разрезы лав имеют большую мощность, характер их залегания определяется крупными трогами, например субширотная синклиналь Нуанеци, очевидно, образованная во время данного цикла вулканизма. Эта синклиналь ограничивает субмеридиональную моноклиналъ Лебомбо, сложенную толщей лав, достигающей на крыле мощности около 9000 м, и погружающуюся к востоку на 900—1300 м под поверхностный слой более молодых прибрежных отложений (рис. 26). На растяжении коры указывают структуры, обычные для многих бассейнов; серия параллельных нормальных сбросов, имеющих одинаковое направление смещения и разделяющих блоки вытянутой формы, наклоненные в противоположном направлении, так что влияние наклона уравнивает вертикальные смещения по сбросам. Таким образом, результат движений в чистом виде проявляется лишь в горизонтальном растяжении. Эти структуры были названы *структурами фабричных крыш* или *полуграбенами*; аналогично формирование сбросов в дне Афарской депрессии было названо *зубчатым сбросообразованием*. На большую степень растяжения коры, приводящую в конце концов к ее разрушению, указывает моноклиналъ Лебомбо. Подобные ей структуры формируют коровую флексуру Восточной Гренландии, Панвельскую флексуру северо-западной части Индии и такую же моноклиналную флексуру вдоль северного края Аденского пролива. Вдоль этих структур предполагается наличие линий раздвижения плит коры в палеоген-неогеновое время. Оказывается, что современное положение различных трогов, синклинальных бассейнов, рифтовых долин, коровых флексур и разломов, связанных с вулканизмом Карру, в какой-то степени увязывается с моделью системы купол — рифтовая долина, частично видоизмененной существованием более ранних ослабленных линеаментов вокруг фундамента платформ и вдоль более древних орогенных поясов.

Лавы Карру по петрографическим характеристикам и составу сложны. Преимущественно они представлены толеитами, образовавшимися предположительно при трещинных излияниях, так как центральные комплексы редки. Верхние части разрезов Лебомбо и Нуанеци содержат обильные прослои риолитов, составляющих около 1/3 всего лавового комплекса. Их кислые породы имеют начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, соответственно равные $0,7042 \pm 0,0005$ и $0,7081 \pm 0,0008$. У. Мантон предположил для риолитов мантийное происхождение, однако К. Кокс [49] привел доводы в пользу их происхождения за счет корового анатексиса, также не невероятным путем, если иметь в виду подъем таких больших масс расплавленных основных пород на уровне континентальной коры. У. Мантон также сообщил о том, что в мафических породах значения начальных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляли $0,7042$ —

0,7125 и изменялись в довольно большом интервале (максимальные значения были характерны для толентовых пород), более того, они предположительно соответствовали риолитам. Оставим эту полемику и обратимся непосредственно к мафическим вулканикам, представляющим интерес. Многие из них являются кварц-нормативными и содержат рассеянные вкрапленники полевого шпата. В пересечении трога Нуанеци и моноклинали Лебомбо мощный лавовый разрез состоит из нескольких потоков нефелинитов, перекрытых богатыми оливином толентовыми разновидностями, на которых, в свою очередь, залегают мощные толщи более типичных толентов. Последние, расположенные вблизи центра интенсивного вулканизма, характеризуются большим общим содержанием калия, чем толенты, удаленные от центра излияний на западе и юге.

Логично было бы, следуя за К. Коксом [49], признать, что участок Нуанеци — Лебомбо является центром, расположенным над мантийным потоком. Этот поток, обладающий большой энергией, после начального извержения небольшого количества щелочных мафических пород путем обильного частичного плавления с относительно незначительным фракционированием по мере подъема к поверхности сформировал огромное количество первичной магмы, богатой магнием («кульминационная фаза»). За ними следовали более нормальные толенты («стабильный период»), излияния которых сопровождалось проседанием коры под тяжестью огромной массы изверженных лав.

Средние анализы [49] богатых оливином базальтов Нуанеци с массовой долей MgO ниже 8 % и базальтов Лесото (отобранных намного южнее) приведены в табл. 22. Эти анализы отчетливо показывают, что, несмотря на то, что в других отношениях мафические лавы Нуанеци в высшей степени «первозданны», т. е. содержат много Mg , Cr и Ni , они относительно обогащены K_2O , TiO_2 и P_2O_5 .

4.7.4. Траппы плоскогорья Декан

Траппы плоскогорья Декан (северо-запад Индии) слагают, судя по площади современных и предполагаемых древних обнажений, наиболее крупную из известных платобазальтовую провинцию. Породы залегают преимущественно горизонтально, образуя однообразный террасированный пейзаж внутри страны. Однако возле побережья слои отложений залегают наклонно, с углом падения до 20° , и нарушены нормальными сбросами и Панвельской флексурой, аналогичной моноклинали Лебомбо. Излияния имели в основном базальтовый характер, с очень низким коэффициентом эксплозивности. Отдельные потоки обладали небольшой мощностью, в среднем 5 м, и редко превышали 15 м. Хотя и отмечено несколько даек, явные подводящие каналы для крупных лавовых некков отсутствуют, и, следовательно, можно предположить, что излияния лав происходили из трещин, в результате чего

более молодые потоки перекрывали более древние, скрывая признаки способа их формирования. Известны несколько центральных комплексов, но вряд ли они могут считаться источниками для всего грандиозного нагромождения вулканических пород. Они различаются по локальному проявлению субвулканических интрузий, пирокластических пластов с довольно резкими изменениями мощности, а также по присутствию пород аккумулятивных типов — океанитов, с одной стороны, и фракционированных пород, включающих риолиты, — с другой. Очень редки сведения о наличии пород среднего состава. В магматическом комплексе Джернар значения начальных соотношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в габбро и т. д. изменяются от 0,7051 до 0,7080, т. е. не являются аномально высокими для континентальной ассоциации платобазальтов, а начальные отношения этих изотопов в пространственно связанных с платобазальтами кислых разновидностей группируются около значения 0,7275, что является убедительным доказательством происхождения этих пород путем корового анатексиса.

Тем не менее в первом приближении для разреза базальтов плоскогорья Декан характерно петрографическое и химическое однообразие. Макроскопически — это обычно породы миндалекаменные либо афировые, либо порфиоровые с редкими вкрапленниками. Фенокристаллы преимущественно представлены плагиоклазом или авгитом, иногда оливином. Основная масса базальтов имеет типично интерсервальную структуру и не содержит оливина. Существует предположение о различии состава нижней и верхней групп базальтов, средние анализы которых показаны в табл. 22. Однако при получении этих усредненных данных необходимо было бы исключить устаревшие сомнительные анализы, а также анализы некоторых относительно фракционированных разновидностей. Необходимо принять к сведению, что все обычные лавы содержат нормативный кварц.

В дополнение к этой ясной картине интенсивного толеитового вулканизма Н. Гоуз описал базаниты, нефелиниты и карбонатиты сравнимого возраста, широко развитые вдоль двух крупных рифтовых зон на западе Индии. Хотя эти высокощелочные породы моложе древнейших толеитов плоскогорья Декан, в центральной части Индии, они предшествуют другим толеитам Декана на западе Индии и, следовательно, принадлежат к тому же общему магматическому циклу.

4.7.5. Диабазы о. Тасмания и Феррара

Интрузивные толеитовые диабазы юрского возраста развиты на о. Тасмания и в Антарктиде в больших количествах, сравнимых с изверженными платобазальтами. Преобладание неглубоких интрузий над излившимися породами свидетельствует только о наличии мощного горизонтально-залегающего осадочного разреза, благоприятного для развития силлов во время извержения, и

возможном последующем значительном размыве лав. Известно, что некоторые лавы сопутствуют антарктическим силлам.

Диабазы о. Тасмания, внедрившиеся около 165 млн лет назад, слагают силлы, обычно превышающие по мощности 300 м и секущие вмещающие трансгрессивно залегающие породы, наклоненные силлы и дайки. Эти породы внедрились в пологопадающие пермско-триасовые отложения на ограниченной территории площадью до $1,5 \cdot 10^4$ км². Местами в силлах отчетливо проявляется дифференциация *in situ* такого же типа, как дифференциация силла Палисадес (см. гл. 1) в серию пород, изменяющихся до фаялитового гранофира [136]. Материнская магма, как следует из состава и петрографических особенностей материала зон закалки, имела кварц-толеитовый состав и при внедрении обычно содержала микрофенокристаллы ортопироксена.

Группа долеритов Феррара, впервые описанная Х. Ферраром в Антарктиде в 1907 г., образована силлами, наклонно залегающими пластовыми интрузиями, дайками и лавовыми потоками среднеюрского времени 167—147 млн лет назад в 2-километровом разрезе нарушенных блоковыми дислокациями, но в основном все еще горизонтально залегающих дельтовых отложений, перекрывающих палеозойский пенеппен. Один массивный силл внедрился вдоль современной поверхности несогласия. Мафические породы обнажаются на протяжении 1600 км на Земле Виктории и, возможно, простираются через весь континент в Транс-Антарктических горах, имея общую протяженность 4700 км; к этому комплексу, очевидно, относится и гигантская расслоенная интрузия Дюфек. Общая мощность сохранившихся мафических пород в любом разрезе обычно не превышает 1000 м. Преобладают силлы, мощность которых меняется от 100 до 500 м. Подобно примерам с о. Тасмания, они обычно обнаруживают следы отчетливой дифференциации *in situ*. Вещество зоны закалки представлено тремя отчетливыми толеитовыми типами: оливиновыми толеитами, содержащими микрофенокристаллы оливина с небольшим количеством нормативного нефелина; гиперстеновыми диабазами, микрофенокристаллами гиперстена, авгита и плагиоклаза; пижонитовыми диабазами, содержащими микрофенокристаллы пижонита, авгита и плагиоклаза. Средние химические анализы приведены в табл. 22. Краевые закаленные породы могли вполне служить материнскими по отношению к отдельным дифференцированным силлам, но их химический состав и ассоциации фенокристаллов настойчиво заставляют предположить, что две последние группы, если не все три, выделились путем фракционирования из действительной материнской магмы в серию, которая могла приближаться к типу оливиновых толеитов, если иметь в виду относительно высокое содержание MgO в последних (это двойное употребление термина материнский отмечалось в гл. 2).

Значения начальных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ диабазов о. Тасмания и Феррара лежат в узком интервале 0,711—0,712, совпадающем со средним значением кимберлитов. Для крупных масс ма-

фических пород это довольно высокая цифра, возможно, объясняемая с позиций коровой ассимиляции или, наоборот, особенностями состава, связанными с их происхождением из мантийного источника с аномально высоким отношением Rb/Sr. Это максимальные величины изменчивого ряда значений начальных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для платобазальтов, а именно: 0,7035—0,7039 (Пикчер-Горж); 0,7045—0,7080 (Якима); 0,7042—0,7125 (Карру); 0,7051—0,7080 (Декан); 0,7057 (Парана), и 0,708—0,712 (Снейк-Ривер) [127].

4.7.6. Базальты берега Блосвилля (Восточная Гренландия)

Базальты побережья Блосвилля между Скорсби-Санд ($71^{\circ}30'$ с. ш.) и Кангердлугсуак (69° с. ш.) обнажаются в настоящее время на площади $5,4 \cdot 10^4$ км². Если включить сюда базальтовые локалитеты с севера и юга и возможное западное продолжение пород под ледовым щитом Гренландии, то эта цифра увеличилась бы до $17,5 \cdot 10^4$ км² при средней мощности пород около 3000 м. Извержение ограничено довольно коротким периодом, не превышающим 3 млн лет, внутри палеоцена. В этом отношении лавы Блосвилльского побережья — типичные платобазальты. Оказалось, что их большая часть имеет очень однообразный толеитовый состав (см. табл. 22). Количественно подчиненные положения занимают разновидности, включающие наиболее древние пикритовые лавы с содержанием модалного оливина до 35 % и более развитые типы среди некоторых молодых лав.

Хотя большинство платобазальтов по характеру являются толеитовыми, даже поверхностное изучение их петрохимии показывает, что они далеко не однообразны. В некоторых разрезах можно установить эволюцию от древних, относительно более щелочных, типов к молодым, менее щелочным типам пород (например, базальты р. Колумбия). Некоторые вариации химических свойств преобладающих толеитов могут быть вызваны тем, особенно в случае диабазов Феррара, что различные анализы представляют магмы, принадлежащие к серии, вероятно, связанной с процессами фракционной кристаллизации. В таком случае следует сравнивать предполагаемые составы материнских магм различных серий или, если это практически невыполнимо из-за очевидной эволюции большей части вещества платобазальтов, сравнивать составы пород на эквивалентной стадии эволюции серии, т. е. при некоторых сравнимых содержаниях SiO_2 , MgO и величин коэффициента дифференциации, или значений M . Независимо от выбранного метода, встречаются фундаментальные различия в химических свойствах пород между провинциями и внутри провинций, особенно заметные по содержаниям K_2O , TiO_2 и P_2O_5 . Например, диабазы о. Тасмания и Феррара намного беднее этими элементами, чем лавы Нуанеци цикла Карру. С другой стороны, внутри провинции Карру базальты Лесото, расположенные примерно к 800 км к югу от вулканического центра Нуанеци — Ле-

Средние содержания избранных рассеянных элементов в платобазальтах (в г/т)

Элемент	Базальты р. Колумбия		Базальты Карру			Диабазы Феррара			Базальты берега Блосвила
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ni	44	19	763	170	73	249	85	53	79
Cr	79	38	875	280	317	352	149	59	148
Rb	11	33	—	—	—	12	30	50	2,5
Sr	241	280	1,200	706	190	100	126	138	287
Ba	440	460	925	630	256	157	232	376	68
Zr	160	200	285	196	85	53	83	157	151

Примечание. 1—образцы из типичного разреза базальтов Пикчер-Гордж (по И. Мак-Дуглу); 2—нижние и средние базальты (по И. Мак-Дуглу); 3—богатые оливином базальты (массовая доля MgO более 8%), Нуанеци (по К. Коксу); 4—базальты с массовой долей MgO 5—8%, Нуанеци (по К. Коксу); 5—базальты Лесото (по К. Коксу); 6—оливиновые долериты (по Б. Ганну); 7—гиперстеновые долериты (по Б. Ганну); 8—пижонитовые долериты (по Б. Ганну); 9—платобазальты (по К. Бруксу).

бомбо, бедны по сравнению с лавами Нуанеци K_2O и т. д. Эти различия подтверждаются и усиливаются изменениями концентраций рассеянных элементов, как показано в обобщении, приведенном в табл. 23.

В первом приближении низкие содержания Ni должны свидетельствовать о раннем фракционировании оливина, начавшемся в мафических лавах. Если считать, что эти магмы были в равновесии с мантией принятого среднего состава, и использовать коэффициенты распределения, установленные при экспериментальных исследованиях, то можно определить первоначально возможное содержание Ni примерно 240—400 г/т. Это количество уменьшилось бы вдвое при фракционировании даже 6—12% форстерита или во столько же раз увеличилось бы путем аккумуляции кристаллов оливина. Высокое содержание Sr должно аналогично характеризовать относительно нефракционированные мафические магмы. Наряду с индексом раннего фракционирования, определяемого измерениями концентраций Ni и Sr, можно обратить внимание на заметное различие в общем содержании типично несовместимых элементов — Rb, Sr, Ba и Zr. Магмы типа Феррара, возможно, связаны друг с другом процессами фракционирования внутри такой группы, как Карру. Мы можем встретить породы, имеющие разные мантийные источники и различные материнские породы, включая относительно примитивную, но обогащенную мантию. Это можно рассматривать как выражение контраста между БСОХ и ТОО.

В таком контексте Б. Джеймсон и Д. Кларк [115] описали и прокомментировали изменения содержания K и связанных с ним элементов в толентовых базальтах, многие из которых принадле-

жали к ассоциации платобазальтов. Они пришли к следующим выводам: взаимоотношения между содержаниями K_2O и MgO в средних анализах указывают на то, что интервал изменения содержаний K не может быть результатом только близповерхностной дифференциации, а контаминация коровым материалом не может вообще служить значительным фактором в эволюции континентальных толеитов.

Все проявления вулканизма Карру, Параны, Феррара, плоскогорья Декан и Блосвилля связаны с фанерозойским раздвижением плит за счет предполагаемых восходящих мантийных потоков. Тектоническая обстановка формирования более древнего протерозойского лавового комплекса Кивино не ясна (см. гл. 6). Условия излияния базальтов р. Колумбия интерпретируются как обстановка «задугового спрединга» (см. гл. 5), хотя и при наличии континентальной коры [137]. Образование близрасположенных базальтов Снейк-Ривер-Плейна связано с деятельностью мантийного потока, расположенного в границах бывшей зоны спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия, теперь перекрытого континентальной корой Американской плиты. Следовательно, платобазальты должны рассматриваться как полигенная ассоциация, состоящая из различных серий* магматических пород, дальнейшее разделение которых, возможно, произойдет в будущем.

Если отвлечься от тектонических выводов, то континентальные платобазальты действительно представляют широкое поле для исследования значительных неоднородностей в верхней мантии; в связи с этим можно сослаться, например, на обсуждение роли древней литосферы в развитии молодого континентального вулканизма, приведенное в работе К. Брукса с соавторами [26].

4.8. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ В АНОРОГЕННОМ КОНТИНЕНТАЛЬНОМ КОМПЛЕКСЕ

При рассмотрении возможности сопоставления серий магматических пород в свете тектоники плит, конечно, следует сосредоточить внимание на молодых лавовых сериях. С их помощью не только можно легче установить предполагаемые мантийные процессы или выявить движения плит, с которыми, вероятно, связаны молодые магматические породы. Свежие лавы могут дать информативные химические анализы и позволить определить линии расплавления при погружении. Однако мы уже отвлеклись от рассмотрения исключительно экструзивных пород и обратились к получению доказательств из изучения офиолитовых ассоциаций по отношению к БСОХ, а также упомянули мимоходом интрузивные силлы, эквивалентные экструзивным породам и обнаруженные во

* Хорошей иллюстрацией сложности этого типа развития даже одного вулканического поля являются данные геохимической съемки новейших базальтов Виктории и Южной Австралии, проведенной А. Ирвингом и Д. Грином в 1976 г. [109].

многих платобазальтовых провинциях. Интрузивные породы эпизонального происхождения, принадлежащие к «вулканической ассоциации», занимают видное место в областях более древнего континентального магматизма. В то время как мафическая магма обычно изливается на поверхность, более фельзические магмы обычно не достигают поверхности, а кристаллизуются внутри коры. Таким образом, в более древних провинциях, где лавы в значительной мере или полностью уничтожены эрозией, изучение обнаженных интрузивных пород комплекса может дать искаженную картину с чрезвычайно преувеличенной относительной распространенностью фельзических пород в интересующей нас серии магматических пород, даже в случае развития фактически исключительно мафических образований. Следует также помнить, что, скорее всего, породы крупных мафических интрузий, где бы они ни возникли, являются кумулятивными и, таким образом, их анализы нельзя приравнять к составу исходной магмы. По этим причинам ясно, что восстановить полную эволюцию из расплава при работе с интрузивными комплексами намного труднее.

Несколько провинций, рассмотренных здесь, — Осло, Северная Нигерия, Афар, Уайт-Маунтинс и Монтериджн, Британская палеоген-неогеновая провинция, Гардар включают интересные и значительные петрологические разности и, следовательно, не могут быть упущены при рассмотрении континентального магматизма. Однако краткость изложения позволяет дать лишь общие пространственные представления. Итак, все эти провинции содержат прекрасные примеры эпизональных приповерхностных кольцевых даек и связанных с ними интрузий кальдерного проседания.

4.8.1. Регион Осло

Основополагающий отчет об этой известной территории, составленный К. Офтедалом, включает ссылки на его предыдущую работу и классическую работу У. Бреггера, а также на исследования О. Холтдала и Т. Барта. Многочисленные эпизональные плутоны внедрились и сохранились в опущенных по сбросам блоках лавовой серии, внутри грабеновой структуры длиной около 250 км и шириной 30—60 км, напоминающей пониженные участки рифтовых долин. Интрузивные породы, которые в общем комагматичны излившимся лавам и образовались почти одновременно с ними, внедрились и раскристаллизовались в течение короткого промежутка времени около 276 млн лет назад. Геологическая обстановка показана на рис. 27: кольцевые структуры обнажающихся интрузивных пород лучше проявляются у более молодых образований.

Лавы перекрывают маломощную серию нижнепермских пресноводных отложений, содержащих ископаемые остатки и переслаивающихся с туфами. Предполагаемый первичный объем их превышает 6000 км³. В противоположность этому современные площади обнажений лав составляют у базальтов и трахибазаль-

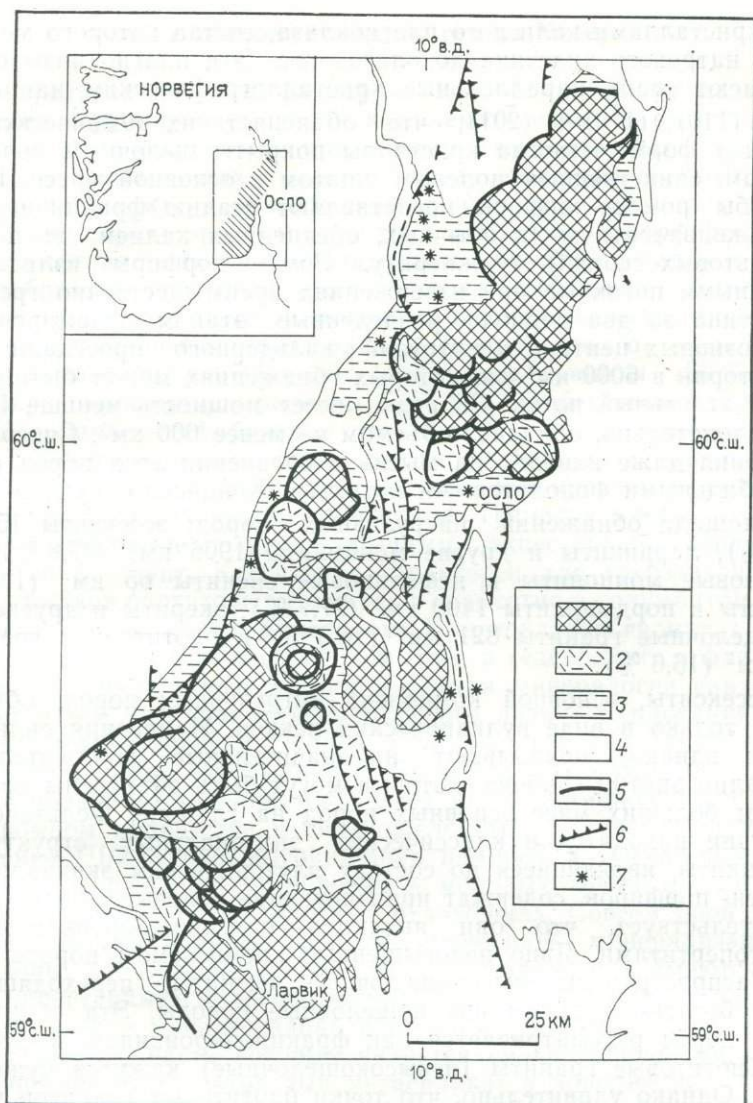


Рис. 27. Геологическая схематическая карта района Осло.

1 — плутонические породы; 2 — лавы; 3 — нижнепалеозойские осадочные породы; 4 — докембрийские породы основания; 5 — магматические кольцевые структуры; 6 — главные разломы; 7 — вулканические некки

тов 220 км² (15 %), ромбен-порфиров 1160 км² (80 %) и трахитов, риолитов, туфов, брекчий взрыва 80 км² (5 %). Базальты родственны щелочным базальтам и обладают довольно высоким содержанием калия. Ромбен-порфиры — насыщенные промежуточные породы с содержанием кремнезема около 55 %, с заметными

фенокристаллами калиевого плагиоклаза, состав которого меняется от натрового андезина до олигоклаза. Эти плагиоклазы обычно имеют грани параллельные кристаллографическим направлениям (110), (1 $\bar{1}$ 0) и (201), что объясняет их ромбическую (в разрезе) форму. Иногда кристаллы покрыты щелочным полевым шпатом, единственным полевым шпатом в основной массе. Кажется бы, ромбен-порфиры представляют стадию фракционирования, эквивалентную (в обычных, обедненных калием щелочных базальтовых сериях) муджиериту. Ромбен-порфиры изливались обильными потоками при извержениях преимущественно трещинного типа за два периода, разделенные этапом формирования взрывных центров и интрузий кальдерного проседания. На территории в 6000 км² в некоторых обнажениях может быть определен отдельный поток. Он редко имеет мощность меньше 100 м и, следовательно, обладает объемом не менее 600 км³. Способ извержения даже наводит на мысль о сравнении этих пород с более обильными фонолитовыми потоками Кенийского купола.

Площади обнажений интрузивных пород: эссекситы 15 км² (0,3 %), ларвикиты и другие монцитоны 1906 км² (37,8 %), нефелиновые монцитоны и нефелиновые сиениты 65 км² (1,3 %), сиениты и нордмаркиты 1400 км² (27,7 %), экериты и другие высокощелочные граниты 821 км² (16,3 %) и биотитовые граниты 840 км² (16,6 %).

Эссекситы, основной компонент интрузивных пород, обнаружены только в виде вулканических neckов. Измерения силы тяжести, однако, показывают на значительные положительные аномалии внутри грабена, которые могут быть объяснены присутствием больших масс основных пород на глубине. Фельзические интрузии находятся в классических эпизональных структурах. Ларвикиты, являющиеся по составу плутоническим эквивалентом ромбен-порфиров, содержат ирризирующие полевые шпаты, а это свидетельствует, что они являются олигоклаз-ортоклазовыми криптопертитами. Явно недосыщенные кремнеземом породы редки. Распространены высокощелочные сиениты, переходящие в более богатые кварцем высокощелочные породы. Эта обширная серия пород рассматривается как фракционированная, в связи с чем биотитовые граниты (невысокощелочные) кажутся чужеродными. Однако удивительно, что точки биотитовых гранитов попадают на ту же Rb/Sr изохрону, что и остальные породы, и имеют, следовательно, общий возраст и относительно низкое начальное отношение изотопов стронция (0,7041), в результате чего можно предположить общий мантийный источник этих пород.

Ввиду относительно небольших объемов и ограниченного спектра состава серий пород Осло, точное их сопоставление с вулканизмом рифтовых долин в действительности не выглядит убедительным, несмотря на грабеновую структуру, в которой они встречаются, по размерам аналогичную рифтовым долинам.

4.8.2. Молодые граниты севера Нигерии

В пределах площади размером около 400×500 км на севере Нигерии сгруппировано до 40 комплексов юрского возраста, обладающих отчетливыми признаками эпизональных интрузий (рис. 28). Породы этих типов по составу преимущественно гранитные, а по структуре они изменяются от крупнозернистых разновидностей через порфиры до интрузивных риолит-порфиров, причем последние часто автобрекчированы и связаны с туффзитовым жилообразованием. Обнаружено также небольшое количество лав, в основном сконцентрированных в погруженных по сбросам блоках. Соотношения пород таковы (в процентах от полной площади обнажений в 6700 км^2): биотитовые граниты (56%), недифференцированные риолиты (19%), рибекитовые граниты (12%), фаялит-амфиболовые граниты (8%) и основные породы (5%). Хотя высокощелочные породы имеют относительно подчиненное значение, принято считать, что эта провинция содержит самое большое количество рибекитовых гранитов в мире.

В большинстве гранитов обычным аксессуарным минералом является флюорит. Касситерит характерен для грейзенизированных участков биотитовых гранитов и совместно с колумбитом часто является аксессуарным минералом. Плагиоклаз в гранитах редко бывает более известковистый, чем An_{15} , а геденберgit и фаялит — обычные темноцветные минералы. Такая минералогия свидетельствует о том, что гранитам свойственны низкие содержания Ca и Mg и высокие значения Na/Ca и Fe/Mg . Для них также можно отметить высокие содержания F, Sn и Nb (соответственно связанные с большими величинами Nb/Ta) и PЗЭ. Циркон представлен в огромном количестве в сильнощелочных гранитах, при этом значения Hf/Zr очень высоки. Бора немного, а турмалин вообще никогда не был зарегистрирован в молодых гранитах или ассоциирующих с ними оловоносных отложениях. Совсем иной петрогенезис имеют типичные граниты оловянной минерализации из мезозоны, где турмалин наиболее представлен. Имеются данные сопоставимые с интенсивным фракционированием, несмотря на повторение и чередование в отдельных комплексах чебекитовых гранитов, часть которых является сильнощелочными, содержит нормативный натриевый метасиликат в дополнении к нормативному акмиту и совместно с высокоглиноземистыми корунд-нормативными биотитовыми гранитами трудно поддается объяснению. Коровому происхождению этих пород отдавали предпочтение П. Боуден и Д. Тонер. Эта гипотеза основывается на удивительно высоком значении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равном $0,7212 \pm 0,0040$, на линию изохроны попадают две сильнощелочные и четыре слабощелочные породы одного комплекса.

Молодые граниты севера Нигерии представлены в одной из трех провинций, расположенных в широкой зоне приблизительно вдоль девятого меридиана. Возраст хребтов колеблется от 430 млн лет на севере Нигерии до 340—290 млн лет на ее юге, а

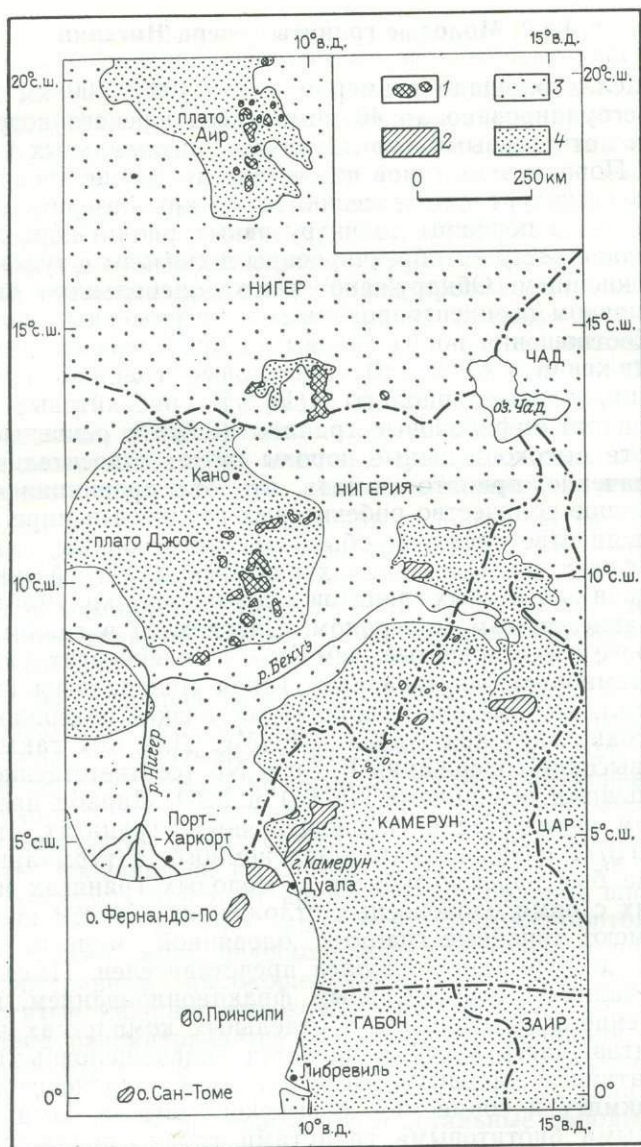


Рис. 28. Геологическая схематическая карта, показывающая распределение перщелочных и других связанных с ними пород кольцевых комплексов в провинции Нигер—Нигерия, а также молодые интрузивные и вулканические породы вдоль линии Чад—Камерун.

1 — интрузивные комплексы; 2 — палеоген-неогеновые вулканические породы; 3 — осадочные породы от меловых до современных; 4 — породы основания

для молодых гранитов севера Нигерии до 114 млн лет. Эта очевидная эволюция, возможно, отражает на карте медленный дрейф Африканской плиты на север над относительно постоянным сублитосферным источником тепла, расположенным под литосферой, т. е. является континентальной горячей точкой над восходящим мантийным потоком. Тем не менее необходимо отметить относительно небольшой объем образованных магматических пород, особенно по сравнению с Кенийским и Афро-Аравийским куполами. Также важна искаженная возрастная последовательность магматизма субпараллельной вулканической линии Камеруна: Чад — Камерун — Фернандо-По — Сан-Томе. Следовательно, мы, возможно, являемся свидетелями незначительной реактивации магматической деятельности в этой провинции вдоль основных ослабленных зон литосферы.

4.8.3. Плутоническая серия Уайт-Маунтинс, шт. Нью-Гэмпшир

Породы этой группы обнажаются приблизительно в тридцати центрах, расположенных вдоль 250-километрового пояса север-северо-западного простирания. Термин *серия* традиционно применен к этим породам, но здесь он не несет генетического значения. Их линейное простирание предположительно продолжается в море на юго-восток в виде цепи подводных гор Нью-Ингленд и на запад-северо-запад в район Монтериджин-Хилс (рис. 29). Однако недавняя работа [72] убедительно свидетельствует, что возрасты этих интрузивных центров не связаны никакой закономерностью, исключая, таким образом, любую простую гипотезу мигрирующей горячей точки (рис. 30). Внедрение этих магматических пород не сопровождалось ни образованием грабенообразных структур, ни куполообразованием. Отмечается удивительно длительный период, примерно 235—100 млн лет, определенный по возрастам пород, с очевидным усилением магматической активности 180 и 120 млн лет назад.

Общая площадь обнажений составляет у плутонических пород около 1100 км², а у экструзивных (сохранившихся в погруженных по сбросам блоках в классических комплексах кальдерного простирания) около 75 км².

Вероятно, лавы представлены в основном щелочными базальтами, средними породами, трахитами и риолитами. Интрузивные породы, залегающие в виде множества мелких интрузий, обнаруживают такую же последовательную смену от основных к кислым разновидностям в каждом комплексе со значительным преобладанием гранитных членов.

Граниты Конвей (conway) — довольно крупнозернистые, почти идеально гипертальусные породы — играют заметную роль в интрузивной фации поздней стадии почти в половине комплексов, хотя абсолютный возраст пород этого типа значительно изменяется от комплекса к комплексу. Общие соотношения (массовая

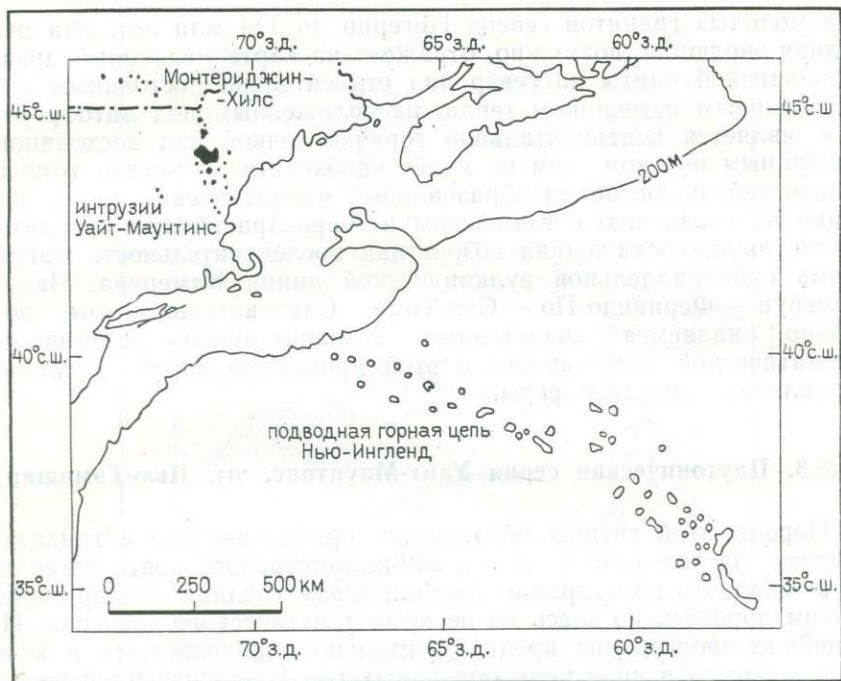


Рис. 29. Схематическая карта, показывающая положение интрузивных центров в горах Уайт-Маунтинс по отношению к Монтериджин-Хилл и цепи подводных гор Нью-Ингленд

доля, %) типов интрузивных пород, рассчитанные по площадям обнажений, следующие.

Габбро, нориты, диориты и кварцевые диориты	0,4
Монзониты	1,4
Полевошпатовые сиениты	0,01
Сиениты	19,7
Граниты	78,3

Итак, недосыщенные породы чрезвычайно редки, и только небольшое количество кислых пород высокощелочные. Часть редких основных интрузивных членов содержит ортопироксен и, таким образом, родственна субщелочным породам. Начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равно $0,7060 \pm 0,0007$, что, возможно, согласуется с их мантийным происхождением; по крайней мере с той же степенью вероятности эти породы могут быть образованы в результате некоторой коровой контаминации.

Пояс обнажений интрузивных пород Уайт-Маунтинс, очевидно, продолжается на запад-северо-запад в Монтериджин-Хилл. Он состоит из десяти групп обнажений, вытянутых цепочкой на расстоянии около 150 км (рис. 31). В этих обнажениях интрузивные породы обладают различным возрастом — от 125 до 95 млн лет.

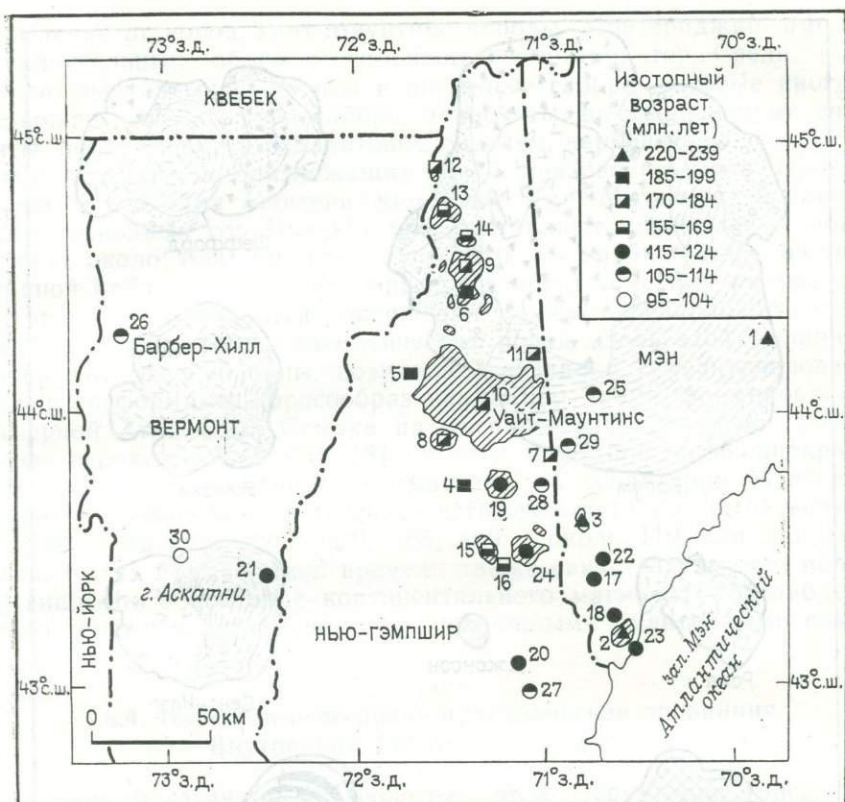


Рис. 30. Схематическая карта, показывающая положение интрузивных центров (заштриховано) и их возраст в Уайт-Маунтинс

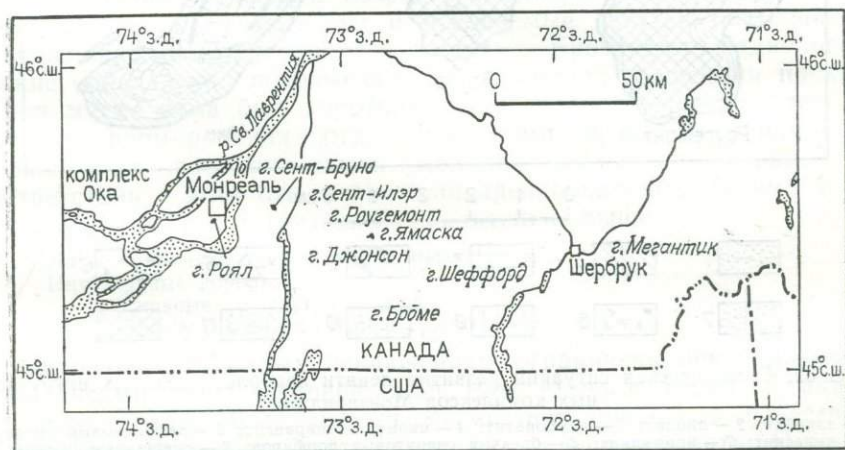
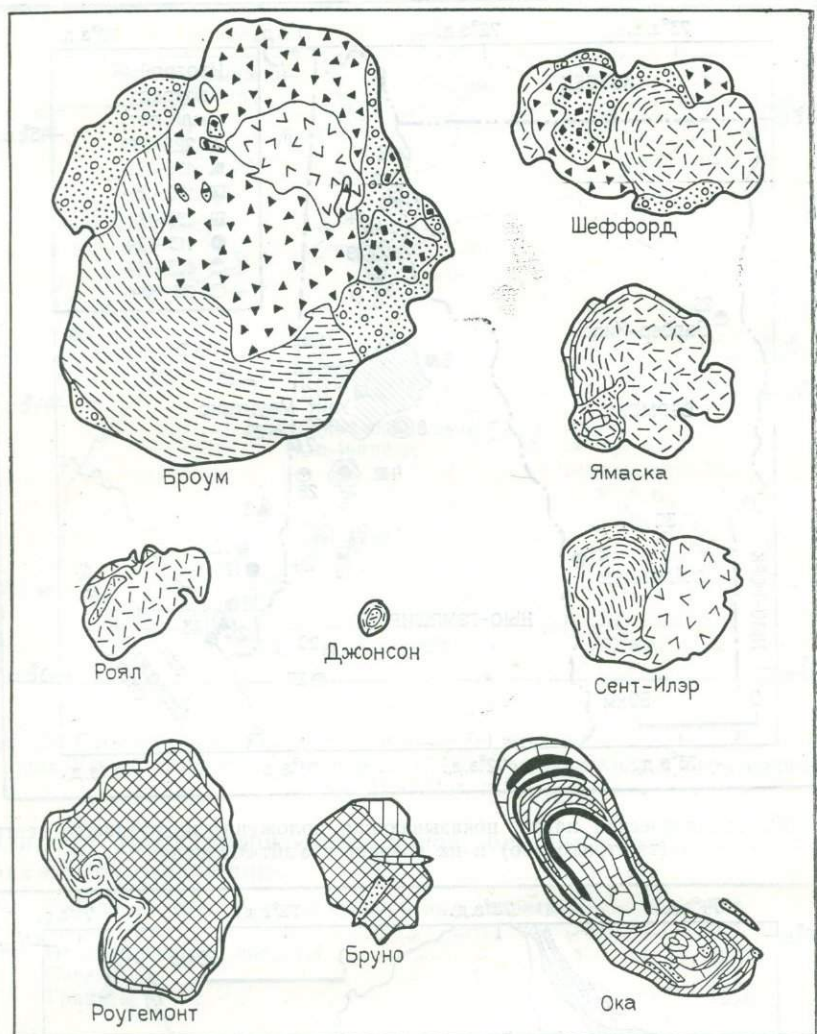


Рис. 31. Схематическая карта, показывающая положение основных интрузивных комплексов Монтериджин (черный цвет)



0 1 2 3 4 5 км

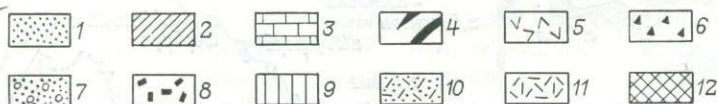


Рис. 32. Геологическая ситуация развития девяти наиболее западных интрузивных комплексов Монтериджин.

1 — альбит; 2 — ийолит; 3 — карбонатит; 4 — окаит, якупирингит; 5 — нефелиновый сиенит; 6 — пуласкит; 7 — нордмакит; 8 — брекчия сиенитовых порфиритов; 9 — смешанные породы и акериты; 10 — эссексит, нефелиновый диорит; 11 — габбро; 12 — перидотит, пироксенит

В отличие от пород Уайт-Маунтинс породы Монтериджин имеют незначительный объем и сильнощелочной характер. Среди них можно выделить перидотиты и щелочные габбро, которые иногда содержат нефелин, сиеногаббро, пуласкиты, высокощелочные сиениты, нефелиновые и содалитовые сиениты, карбонатиты (рис. 32), а также несколько близлежащих даек и диатрем альеинита. Проявления магматизма Монтериджин-Хилс, Уайт-Маунтинс, а также цепи подводных гор Нью-Ингленд составляют непрерывный пояс длиной около 2000 км, вдоль которого, по крайней мере на доступной наблюдению территории суши, через заметные промежутки времени повторяются извержения. Можно предположить спорадические внедрения магматических пород вдоль этой трещиноватой литосферной зоны, возможно, связанной с реактивированной трансформным сбросообразованием во время формирования Северной Атлантики. Ссылка на мигрирующую горячую точку менее вероятна. Д. Бейли [8] обратил внимание на неоднократное проявление щелочного магматизма на территории Монтериджин не менее чем в течение четырех отчетливо выделяемых этапов, а именно: 1000—820; 565; 450 и около 110 млн лет. Величина этих промежутков времени также свидетельствует в пользу гипотезы о контроле континентального магматизма ослабленными зонами в литосфере, а не временными мантийными потоками.

4.8.4. Палеоген-неогеновая вулканическая провинция Внутренних Гебридских островов

С общим взглядом на геологию этой территории (рис. 33), который остается классическим в течение столетия, можно ознакомиться по работам Дж. Ричи с соавторами и Ф. Стюарта. Определения радиологического возраста подтверждают палеогеновый возраст. На него указывают и ископаемые остатки растений в отложениях, переслаивающихся с лавами. Кроме того, радиологические определения показывают, что промежуток времени проявления магматизма был коротким, в пределах 60—52 млн лет, а периоды формирования отдельных комплексов были намного меньше. Эта провинция самая молодая из описанных ранее, в соответствии с этим отношение площадей обнажений (в км) эвстрозивных пород к интрузивным значительно выше.

Лавы (преимущественно базальтовые)	2000
Интрузивные породы	
основные и ультраосновные	290
кислые (преимущественно граниты и гранофиры)	500

Интрузивы, за малым исключением, ограничены центральными комплексами пород островов Скай, Рам, Малл и Арран, а также м. Арднамерхан, обладающими множеством признаков существования здесь вулканов. К этому списку следует добавить: 1) полностью подводный комплекс Блэкстоун, о существовании которого свидетельствуют наблюдения за гравитационными аномалиями,

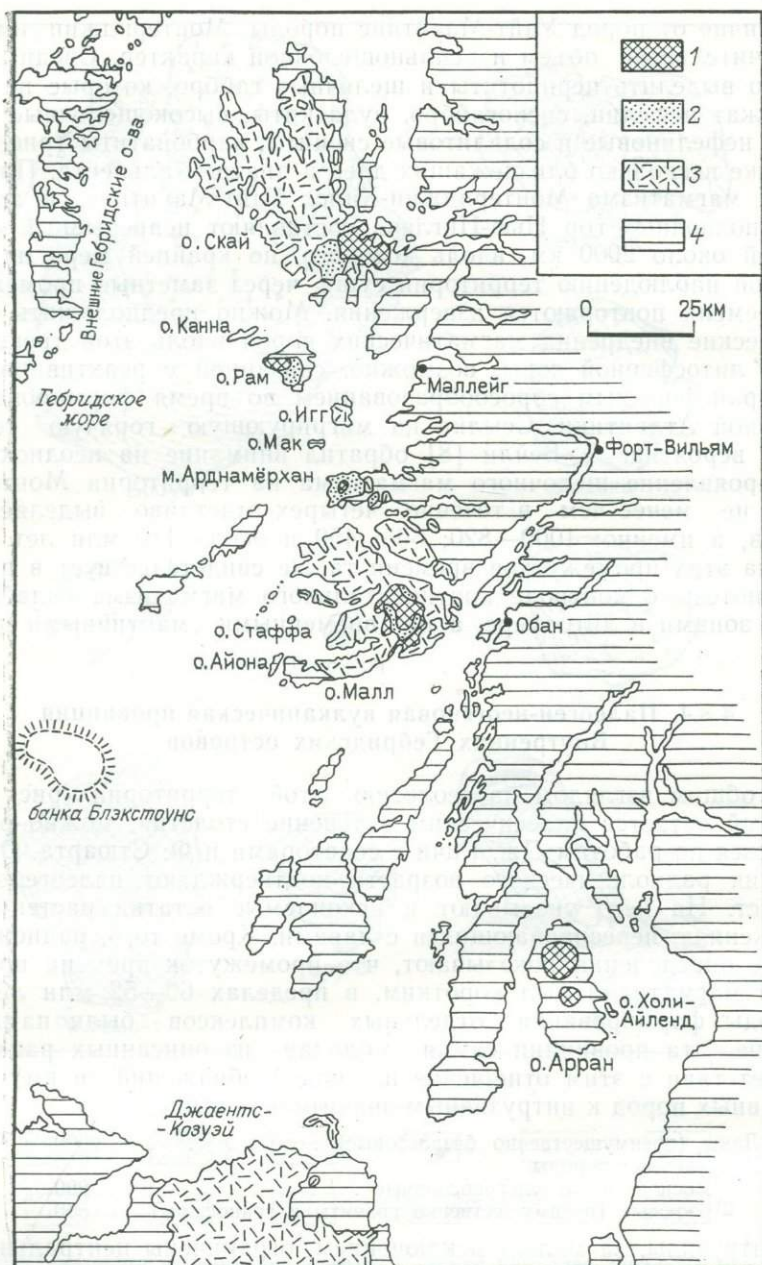


Рис. 33. Геологическая схематическая карта Внутренних Гебридских островов (Шотландия) и соседних территорий, показывающая положение палеоген-неогеновых центральных комплексов.

1, 2 — интрузии (1 — кислые, 2 — основные); 3 — лавы; 4 — докайнозойские породы

подтверждаемые результатами драгирования; 2) сильно эродированный маленький островок группы Сент-Килда, расположенный в 100 км к западу от Внешних Гебридских островов; 3) три комплекса в Северной Ирландии. Девять комплексов из этого списка (за исключением лежащего «вне оси» комплекса Сент-Килда) расположены более или менее вдоль линии, простирающейся в субмеридиональном направлении на расстояние около 400 км.

Относительно ранняя группа «лав типа плато», излившаяся из трещин, родственна щелочным базальтам, среди которых в комплексе Скай различаются две несколько отличные субсерии. Более поздняя группа «магм центрального типа» содержит толеитовые лавы. Средние породы редки, хотя интересное исследование конических образований из комплекса Арднамюрхан показало наличие в серии пород толеитового состава разновидностей с промежуточным интервалом значений содержания кремнезема. Кислые породы обнаруживают широкий спектр начальных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [140] — от значений, сравнимых с основными породами, до отчетливо высоких значений, заставляющих предположить генезис пород в результате корового анатексиса. Известно несколько мелких интрузий высокощелочного состава — рибекитовые трахиты Холи-Айленда и рибекитовые микрограниты Эйлса-Крейг. Таким образом, спектр серий магматических пород включает породы от щелочных базальтов через предположительно переходные типы до толеитов. На более поздних стадиях своего образования эта серия связана с активным спредингом морского дна, например в Афро-Аравийском куполе. Хотя возраст шотландских магматических пород предположительно совпадает с возрастом раскрытия Северной Атлантики между Гренландией и Шотландией, доказательства расширения коры у Гебридских островов ограничиваются небольшой суммарной мощностью региональной роя даек (максимально до 2 км) и крупномасштабным сбросообразованием субграбенового типа в проливе Минч, отделяющем Внутренние Гебриды от Внешних, лишенных вулканизма. Однако сиалическая кора развита непрерывно под всей этой территорией.

4.8.5. Провинция Гардар

Провинция Гардар, одна из наиболее значительных щелочных магматических провинций в мире, была недавно рассмотрена Б. Аптоном и К. Имелиусом. В течение 1330—1140 млн лет здесь происходило сложное сбросообразование, субаэральное осадконакопление, излияния лав и внедрение около десятка крупных интрузивных комплексов на относительно ограниченной площади в Южной Гренландии, имеющей около 200 км в субширотном и около 70 км в субмеридиональном направлениях. Суммарная площадь выходов магматических пород около 1400 км², причем обнаруживаются преимущественно интрузивные породы.

Лавы сложены в основном щелочными базальтами и гавайитами, иногда встречаются также трахиты и комендиты совместно с редкими мончикитовыми и карбонатитовыми потоками. Широко развиты гипабиссальные образования, сложенные диабазами (часто содержащими автолиты плагиоклазитов) с трахидолеритами, фонолитами, трахитами, кварцевыми трахитами и комендитами, встречаются также редкие ультраосновные, богатые слюдой лампрофировые дайки. Таким образом, по составу гипабиссальные породы представляют ряд, соответствующий сохранившимся лавам.

Крупные интрузивные центры образованы преимущественно эпизональными плутонами кислого состава либо гранитовыми, либо фаялитовыми. Они в большинстве случаев обнаруживают исключительно хорошо развитую расслоенность, указывающую на их кумулитное происхождение. В интрузии Илимауссук, возможно, наиболее тщательно изученной, существует ассоциация как недосыщенных, так и пересыщенных высокощелочных пород. Были отмечены небольшие тела карбонатитов, включающие знаменитую сидерит-криолитовую залежь Ивигтут. Принимая в расчет всеобщее преобладание кислых пород в геологической плутонической летописи, можно обнаружить, что эти интрузивы представляют спектр составов, аналогичный лавам и гипабиссальным породам.

4.9. ВЫВОДЫ

Итак, подводя итоги, можно предположить, что хотя модель восходящего мантийного потока способна согласовываться с тектонической и магматической эволюцией восточно-африканских куполов различного возраста, попытка объяснить весь континентальный магматизм только с позиций этих представлений сталкивается со многими трудностями. Для иллюстрации наших попыток понять диапазон магматизма, рассмотренного в этой главе, приведем цитату из кратких выводов обзора Д. Тюркотта и Е. Оксбурга:

«Кажется, что ни гипотеза восходящих мантийных потоков, ни гипотеза развивающегося разрыва не могут с легкостью объяснить все аспекты внутриплитного вулканизма. Основные преимущества гипотезы мантийных потоков таковы:

1. Восходящая конвекция в мантийном потоке объясняет образование магмы путем плавления при уменьшении давления (но глубокие потоки дают слишком много расплава).
2. Гипотеза постоянных мантийных потоков определяет общее простираание вулканических цепей и в ряде случаев скорости распространения вулканизма.
3. Куполообразование в коре является следствием процессов течения, связанных с мантийными потоками.

Основные преимущества гипотезы развивающегося разрыва заключаются в том, что она:

1. Объясняет широкое развитие проявлений внутриплитного вулканизма, особенно продолжительного вдоль вулканических линеаментов.

2. Объясняет обычную ассоциацию тектонических условий растяжения с внутриплитным вулканизмом.

3. Не требует аномальной астеносферы под вулканическими областями.

4. Дает объяснение миграции магмы сквозь литосферу за счет развития зон разрывов под действием агрессивных флюидов.

При дальнейшей детализации любая из этих гипотез, вероятно, будет способна объяснить внутриплитный вулканизм. Обе они могли бы быть хорошо обоснованными, но однообразный характер продуктов внутриплитного вулканизма заставляет предполагать скорее действие одного процесса, а не двух или, возможно, потребуется совершенно новая гипотеза».

ГЛАВА 5 МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ОБЛАСТЕЙ, РАСПОЛОЖЕННЫХ НАД СЕЙСМИЧЕСКИМИ ЗОНАМИ БЕНЬОФА

5.1. ВВЕДЕНИЕ

Наиболее характерная особенность вулканической деятельности на Земле в настоящее время — это цепи стратовулканов, приуроченные к вытянутым узким поясам, расположенным над зонами Беньофа. Их морфология и обрамляющие покровы обломочных пород отражают процессы быстрого роста и ускоренной субаэральной эрозии, в ряде случаев на последних стадиях образования формируются кальдеры и происходит извержение пепловых потоков и пирокластических материалов. Понятно, что эта тектоническая обстановка довольно существенно отличается от обстановки раздвижения плит и внутриплитовой магматической деятельности (см. гл. 3 и 4). Самая распространенная порода для этой обстановки, излияния которой происходят в субаэральных условиях, — андезит (конечно, это наиболее обычный тип магматических пород, извержения которых непосредственно наблюдаются во всем мире, однако парадоксально редкий в геологической летописи из-за высокого эксплозивного индекса и ускоренной денудации стратовулканов), и данный обзор может привести читателя к ошибочным свертываниям. Факты свидетельствуют о том, что магматическая деятельность в области над поверхностью сейсмической зоны супра-Беньофа (ОПСЗ) довольно необычна и разнообразна и соответственно требует детального обсуждения. Одной из причин для этого, конечно, является то, что понимание современной магматической деятельности ОПСЗ может позволить довольно точно идентифицировать соответствующие породы в геологической летописи и, таким образом, по аналогии определить ранние границы сходящихся плит — важный мегатектонический параметр, особенно с учетом сравнительного непостоянства океанических коровых пород.

Рассмотрим сначала наиболее молодые и относительно простые образования островной дуги Скоша, сложенной преимущест-

венно сериями островодужных толеитовых пород. Затем перейдем к изучению более сложной последовательности островодужных толеитов, известково-щелочных и шошонитовых серий островов Фиджи, где кора утолщена до средних континентальных размеров, как принято считать, за счет вулканизма ОПСЗ. Далее, рассмотрим полярности так называемых поперечных изменений химических составов, наблюдаемых в пределах спектра магматических серий, которыми обладают все или часть изверженных пород при пересечении дуг вкрест простирания. На этом этапе можно остановиться и рассмотреть различные попытки классификации и терминологию, которыми пользуются при описании пород ОПСЗ. Дополнительные трудности связаны с *задуговым спредингом*, который, вероятно, мог иметь место как в условиях океанической, так и континентальной коры, что иллюстрируется районами бассейна Лау, провинцией Бассейнов и Хребтов соответственно. Обзор Северной Исландии и Новой Зеландии будет кратким из-за сложностей, вызванных очень малым промежутком времени, за который произошли быстрые изменения обстановок на границах плит и их положения; в этих сложных условиях можно разобраться, когда приходится иметь дело с молодыми породами, но остаются значительные трудности при работе с более древними образованиями.

Необходимо остановиться на очевидных, но сложно объяснимых *латеральных* вариациях состава пород вдоль дуги Малых Антильских островов, включая ряд низкокальциевых щелочных базальтов. Преобладание кислых пород в Андах и отсутствие задугового спрединга, в чем может отражаться фундаментальное различие в движении плит относительно подстилающей литосферной мантии, — также важная проблема. Еще одно направление изучения магматической деятельности ОПСЗ — это различные плутонические породы, обнаженные в более древнем геологическом разрезе и, очевидно, образовавшиеся в аналогичных тектонических условиях.

Попытки связать магматическую деятельность ОПСЗ с мегатектоническими обстановками в достаточной степени иллюстрированы, с одной стороны, интуитивными обобщениями, широко проводимыми петрологами-магматистами, и такого рода синтез возможен в настоящее время, но, с другой стороны, имеются практические трудности и очевидные аномалии. В этой ситуации, довольно обычной в магматической петрологии на сегодняшний день, всегда кто-нибудь сделает упрощенное обобщение, а кто-то обратит внимание на противоречивые аномалии, которые часто являются источником дальнейшего развития научных знаний. Конечно, во время создания данной работы между петрологами не была достигнута согласованность, но давайте попытаемся в первую очередь рассмотреть некоторые факты, в полной уверенности считая, что они достаточно представительны и точны для использования. Большинство вопросов, касающихся петрогенезиса, рассмотрим позже (см. гл. 7).

5.2.1. Островодужные толеитовые серии дуги Скоша

Дуга Скоша выражена в виде архипелага, известного под названием Южные Сандвичевы острова (рис. 34). Эти острова образуют слегка изогнутую цепь протяженностью около 450 км. В ее пределах расположены восемь действующих вулканических центров, возвышающихся над уровнем моря и образующих острова, группы островов и в одном случае вулканическую морскую возвышенность, местами воздымающуюся над уровнем моря. Вулканические центры отстоят друг от друга на расстоянии около 60 км, и самая большая группа островов имеет площадь суши всего 200 км². В некоторых случаях эти острова представлены вулканическими конусами, возвышающимися до 1500 м над уровнем моря; обычны также папазитические конусы. Эксплозивный индекс около 40. Изгиб дуги (французский термин *guirlande d'îles*) ориентирован в восточном направлении, и ее восточный, или внешний*, край отстоит на 160 км к востоку, где имеется вытянутый глубокий желоб и где установлены глубины до 8000 м. Каждый остров (или группа островов) представляет просто вершину сооружения из вулканического материала, поднимающегося с океанического дна. Между вулканическими центрами морские глубины умеренные, местами свыше 2000 м. Девятый остров, Лесков, расположен примерно в 50 км к западу от изогнутой оси дуги, т. е. на внутренней вогнутой стороне, на наибольшем расстоянии от желоба; его вулканические образования существенно отличаются от других островов.

Землетрясения, фокусы которых расположены на небольших глубинах, зафиксированы между желобом и островной дугой, а среднефокусные** землетрясения фиксируются под дугой и на некотором расстоянии к западу от внутреннего изгиба, где зарегистрирован наиболее глубокий на сегодняшний день фокус землетрясения — 170 км; серия фокусов землетрясений определяет зону Беньофа, падающую к западу под дугу.

Присутствие центральной впадины в батиметрической троговой зоне, граничащей с молодой океанической корой, как установлено по полосчатым магнитным аномалиям, свидетельствует

* Название *внутренний* и *внешний* обычны в островодужной терминологии, например для Японии это — внутреннее Японское море плюс континентальная сторона, с одной стороны, и внешняя океаническая сторона — с другой. В случае дуги Скоша, находящейся в пределах океанической коры, эти термины связаны с выгнутостью дуги, а точнее — определяются «внутренним» направлением падения находящейся ниже зоны Беньофа (Тонга-Кермадекская система желоб — дуга в сущности прямая).

** Землетрясениями с неглубокими фокусами являются те, которые зарождаются в коре и верхних частях мантии до глубин около 70 км; очаги среднефокусных землетрясений находятся на глубинах от 70 до 300 км, глубокофокусные землетрясения зарождаются на еще больших глубинах (около 750 км). Средне- и глубокофокусные землетрясения известны только для зоны Беньофа.

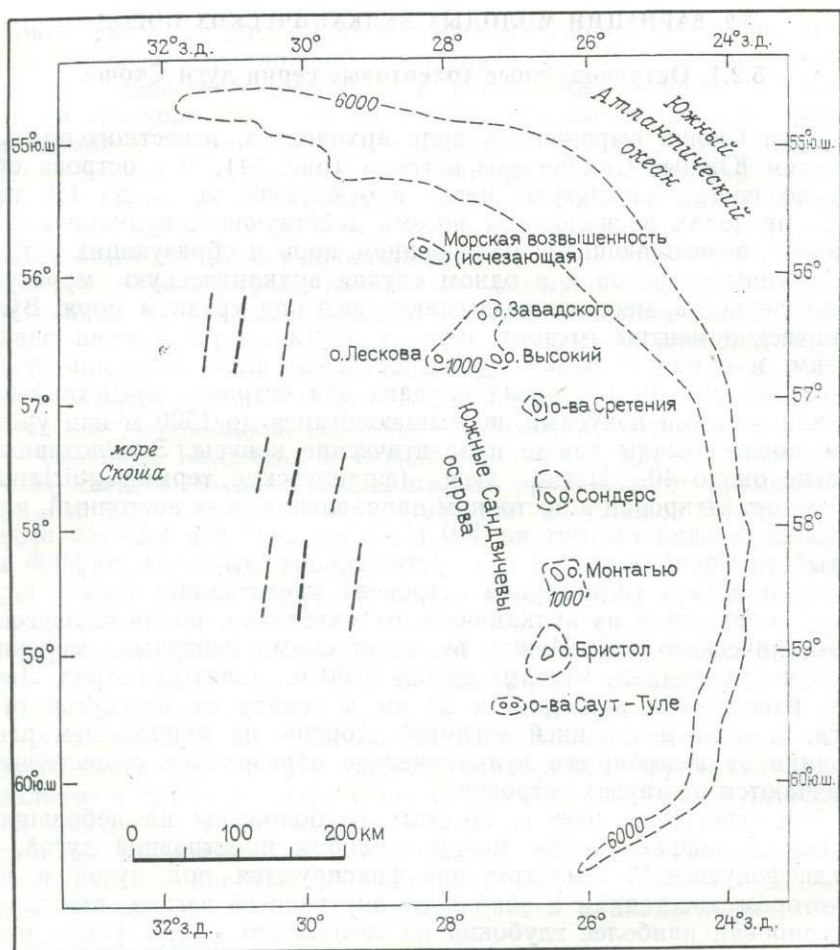


Рис. 34. Вулканическая островная дуга Южных Сандвичевых островов (известная так же как дуга Скоша) с ее курьезным смещением британских и русских названий.

Контур области с глубинами 6000 морских саженей (1 морская сажень равняется 183 см) показывает ассоциирующий желоб, а контур областей с глубинами 1000 морских саженей относится к подводным вулканическим основаниям пиков, возвышающихся над уровнем моря. Положение центра спрединга показано жирными пунктирными линиями, а зоны морского дна, для которых получены изохронные возраста 1 млн. лет, даны тонкими пунктирными линиями

об активном раздвижении океанического дна вдоль оси, ориентированной с севера на юг, примерно в 240 км к западу от островной дуги. Небольшая плита, ограниченная впадиной на востоке, хребтом на западе и трансформными разломами на севере и юге, разрастается и, подобно «Ревущим сороковым» и «Летучему Голландцу», неумолимо движется к востоку относительно Американ-

ского и Антарктического континентов. Общая скорость спрединга, вероятно, должна быть около 7—9 см в год, т. е. довольно значительной, наибольшая степень раздвижения наблюдается в восточной части островной дуги (скорости спрединга, как правило, составляют половину общей обычно наблюдаемой спрединговой скорости, которая считается равной в обоих направлениях). Подобно большинству обращенных к востоку островных дуг, дуга Скоша ассоциирует с задуговым спредингом.

Данные о наблюдаемых проявлениях вулканизма в историческое время неполны, так как острова посещались сравнительно редко, но повсюду наблюдаются следы современной вулканической деятельности — присутствие неизменных эрозией форм рельефа, деятельность fumarol, пепловые отложения, перекрывающие лед и т. д. Учитывая повсеместные признаки недавних извержений, можно сделать вывод, что два K—Ar радиометрических определения, давшие возраста 0,7 и 4,0 млн лет, относятся к наиболее древним вулканическим продуктам. Тем не менее недавнее обобщение показало, что эта дуга может быть несколько древнее (5—7,5 млн лет), чем это предполагалось ранее [13].

Главными типами пород являются базальты и андезитобазальты, частота встречаемости (в %) различных типов пород, по расчетам П. Баркера, следующая.

Базальты и андезитобазальты (массовая доля $\text{SiO}_2 < 54\%$)	67
Андезиты (SiO_2 54—63 %)	29
Дациты (SiO_2 63—70 %)	3
Риолиты ($\text{SiO}_2 > 70\%$)	1

Характерной особенностью петрографии лав является редкость или отсутствие фенокристаллов и соответственно редкость порфировых лав; даже дациты представлены темными, обычно афировыми разновидностями. Это, конечно, выделяет данные вулканы среди пород большинства островных дуг известково-щелочных серий, для которых характерен порфировый облик (см. разд. 5.2.3). Самой обычной породой является афировый андезитобазальт, состоящий из плагиоклаза, авгита и небольшого количества ортопироксена (хотя часть андезитобазальтов содержит субкальциевый авгит как главный тип пироксена основной массы породы). Там, где присутствуют фенокристаллы, они представлены плагиоклазом, оливином и авгитом. Из них наиболее распространен плагиоклаз ряда битовнит — лабрадор. Он обычно обладает зональным волнистым угасанием. Некоторые плагиоклазовые фенокристаллы представлены анортитом. Средние химические составы пород приведены в табл. 24.

Базальтовые члены серии обладают такими особенностями толеитов океанических хребтов, как низкие отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ по содержаниям главных петрогенных элементов и низкими концентрациями Rb и Ba по распределению рассеянных элементов. Более того, при нанесении анализов пород серии Скоша на диаграмму *AFM* они дают характерный толеитовый тренд

Представительные химические анализы вулканических пород Южных Сандвичевых островов (дуга Скоша), пересчитано на 100%, на безводной основе (по Б. Баркеры)

Элемент	1	2	3	4
SiO ₂	51,2	60,0	65,4	73,7
Al ₂ O ₃	18,1	16,2	13,8	13,7
Fe ₂ O ₃	2,7	2,3	1,3	0,7
MnO	0,2	0,2	0,2	0,1
FeO	7,4	5,5	7,1	2,2
MgO	6,2	2,6	1,4	0,5
CaO	11,0	6,9	4,7	3,3
Na ₂ O	2,0	3,3	4,0	4,7
K ₂ O	0,3	0,8	1,1	0,7
TiO ₂	0,8	0,9	0,8	0,3
P ₂ O ₅	0,1	0,2	0,2	0,1

Примечание. 1 — среднее из десяти базальтов; 2 — среднее из шести андезитов; 3 — среднее из двух дацитов; 4 — риолитовая пемза, район Протектор Шоал.

обогащения железом для пород среднего состава (рис. 35), преимущественно не столь четкий для некоторых толеитов, но отличный от тренда пород, принадлежащих к известково-щелочной серии, для которой типичны субаэральные извержения в зрелых островных дугах. Используя вариационную диаграмму Харкера (сумма щелочей — кремнезем), породы дуги Скоша можно отнести к субщелочной серии. Таким образом, породы данной островной дуги являются довольно характерным примером *островодужной толеитовой серии* (ОДТ), известной также под названием серии низкокалиевых толеитов (НКТ), хотя некоторые анализы пород серии Скоша попадают в поле высокоглиноземистой базальтовой серии, как следует из подразделения поля субщелочных

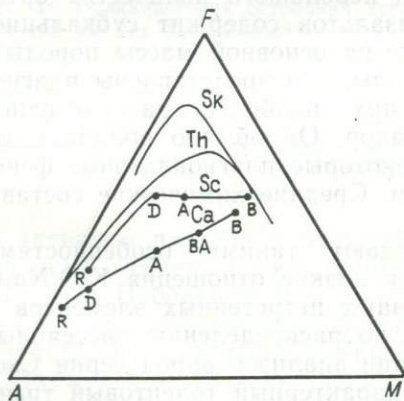


Рис. 35. Диаграмма *AFM* с нанесенными на нее расчетными составами жидкостей Скергаардской интрузии (Sk), лав Тингмули (Th) и дуги Скоша (Sc), средними составами лав Каскадес (Ca).

$A = (Na_2O + K_2O)$; $F = (FeO + Fe_2O_3)$; $M = MgO$ (все в процентах). В — средний базальт. BA — средний андезитобазальт, А — средний андезит, D — средний дацит и R — средний риолит

пород (см. разд. 5.2.5). Отметим, что в целом по химическим свойствам аналогия с океаническими толеитами настолько значительна, что не следовало бы предлагать какой-либо иной, принципиально отличный способ образования родоначальной базальтовой составляющей данной серии.

Породы о. Лесков, географическое положение которого отличается от остальных островов архипелага, поскольку он расположен примерно на 50 км дальше от впадины, выделяются по своим петрографическим особенностям и более сходны с известково-щелочными породами, так как среди них имеются типичные порфиновые двупироксеновые андезиты. Являясь выразительным примером островодужной толеитовой серии молодых островных дуг, дуга Скоша в то же время дает нам признаки наличия *поперечных* вариаций в составе пород, лучше доказанных для других островных дуг, например Японской и Санда (см. разд. 5.2.5).

Обилие андезитобазальтов и средних пород в дуге Скоша подразумевает в определенной степени значительное фракционирование (исходя из предположения о базальтовой родоначальной магме), что подтверждается низкими концентрациями Ni и Cr в породах (около 14 и 34 г/т соответственно) по сравнению даже со «средним базальтом». Экспотенциальное уменьшение содержания в более высокофракционированных продуктах с более высокими содержаниями SiO₂ совпадает с теоретическими расчетами, основанными на модели фракционной кристаллизации. Небольшое количество кислых пород (пока известен только один пример породы риолитового состава) предполагает второстепенную роль процессов фракционирования в высоких горизонтах на Сандвичевых островах. Напротив, относительно большое количество исландских риолитов может быть связано и с другими (кроме фракционирования) причинами, например с переплавлением в сравнительно мощной базальтовой коре, в области высокого теплового потока.

Аналогичные низкокальциевые толеитовые серии известны на продолжении хребта (ближе всего ко впадине) в более древних и сложных вулканических поясах ОПСЗ. Среди двух примеров с аналитическими данными: базальт-риолитовая серия п-ова Талезия (о. Новая Гвинея), рассмотренная И. Кармайклом с соавторами в 1974 г., и самый восточный Надзу-Курильский пояс низкокальциевых толеитов и связанных с ними средних пород о. Хоккайдо (Япония), хорошо описанный в одной из первых работ И. Катцуи в 1961 г.

5.2.2. Острова Фиджи — результат магматической активности, зрелой островной дуги, дающей породы островодужной толеитовой, известково-щелочной и шшонитовой серий

В то время как размеры, батиметрия, возраст, объем и состав изверженных продуктов и мощности коры дуги Скоша хорошо

согласуются с тем, что эта дуга является молодой и сравнительно простой по своему магматическому происхождению, все же острова Фиджи явно имеют более длительную и сложную историю. Геохимия пород о. Вити-Леву, самого крупного в архипелаге, расположенного на 18° ю. ш. и 178° в. д. и имеющего размеры около 130×80 км, была предметом исследований Дж. Гилл [80]. Мощность коры в этом районе составляет около 25—30 км, однако данных о наличии здесь древней континентальной коры нет; напротив, остров, очевидно, создан в результате островодужной магматической деятельности, продолжавшейся от эоцена до плиоцена (около 30 млн лет), — история значительно более длительная по сравнению с дугой Скоша. Хотя в настоящее время эта дуга отделена от активных Кермадек — Тонга и Новогбридской островодужных систем, расположенных соответственно на востоке и западе, сравнительно молодыми зонами спрединга и трансформными разломами, вулканическая деятельность в которых была не менее длительна и эти зоны столь же долго подстилались сейсмической зоной Беньофа, сходство магматизма и стратиграфии с другими островными дугами Тихоокеанского кольца свидетельствует об образовании Фиджи архипелага в островодужной обстановке.

Обнаженные породы, включающие вулканиты, небольшие количества комагматических интрузивов и вулканогенно-осадочных пород, при геологическом картировании были подразделены на семь групп на основании несогласий и стратиграфических взаимоотношений. Дж. Гилл перегруппировал их на основании геохимических данных в три хорошо распознаваемые ассоциации, принадлежащие к трем магматическим сериям:

1) серия островодужных толентов (преимущественно подводная, древнейшая);

2) известково-щелочная серия (субаэральная);

3) шошонитовая серия (субаэральная, самая молодая).

Хотя имеющиеся обнажения данных групп пространственно разобщены, на о. Вити-Леву имеется все же и явный непрерывный разрез. Средние породы известково-щелочной серии преобладают в субаэральных разрезах, а основные породы островодужной толентовой серии — в подводных. Аналогичные серии распознаются во многих других провинциях.

5.2.3. Сравнение петрографических и химических особенностей пород островодужной толентовой, известково-щелочной и шошонитовой серий

Отчетливые различия между этими тремя сериями на островах Фиджи и повсеместно заключаются в том, что вверх по разрезу происходит смена подводных продуктов вулканической деятельности субаэральными и что по сравнению с толентовой в известково-щелочной и шошонитовой сериях значительно преобладают средние и кислые вулканические породы. Предварительные под-

Относительные содержания составляющих островодужной толентовой, известково-щелочной и шошонитовой серий зрелых островных дуг

Серия	Составляющая (массовая доля, %)		
	„Базальтовая“, 53	„Андезитовая“, 53—62	„Дацитовая“ составляющая, 62
Толентовая	42,5	29,7	12,7
Известково-щелочная	1,6	7,0	4,0
Шошонитовая	1,3	1,0	0,2

счета объемных соотношений трех данных серий для зрелых островных дуг были сделаны Ф. Джейксом и А. Уайтом [112]: до 85 % может приходиться на долю островодужной толентовой серии, около 12,5 % — на долю известково-щелочной и только 2,5 % — на долю шошонитовой серии. Эти соотношения могут быть детализированы на основании наблюдаемой средней частоты встречаемости различных членов в пределах серии (табл. 25).

В отличие от островодужной толентовой серии, известково-щелочная серия (в данном случае более объемным синонимом может быть термин *орогенная андезитовая серия* с учетом *высокоглиноземистых базальтов* в качестве базитовой составляющей) представляет сравнительно большие массы пород среднего состава. Это обычно отчетливо порфиновые разновидности, с фенокристаллами плагиоклаза и двух пироксенов (совместно с роговой обманкой в относительно более щелочных разновидностях), находящихся в основной массе с характерной структурой. Фенокристаллы плагиоклаза обычно имеют отчетливо зональное строение и корродированы — особенности, аналогичные для плагиоклазовых фенокристаллов средних членов островодужной толентовой серии. Ферромагнезиальный пироксен основной массы, особенно в средних породах известково-щелочной серии, чаще представлен гиперстеном, а не пижонитом или субкальциевым авгитом, как это наблюдается в толентовой серии.

Шошонитовая серия характеризуется преобладанием основных пород над средними, содержащими фенокристаллы лабрадора и авгита. В породе не так много стекла и можно наблюдать плагиоклазовые микролиты, окруженные санидином; лейцит встречается в незначительных количествах, однако его присутствие не столь существенно для определения шошонита. Относительно более примитивные, хотя не обязательно аккумулятивные, члены шошонитовой серии, обогащенные MgO, содержат фенокристаллы оливина и известны как абсарокиты. Сравнительно более эволюционированные члены, не содержащие оливин и имеющие более низкий цветной индекс, чем шошониты, известны как банакититы и напоминают латиты.

Химические составы и СРВ — нормативный состав средних андезитов и типичных базитовых членов вулканических серий

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	59,59	58,17	51,25	49,51	47,95	51,57	50,59	53,74
Al ₂ O ₃	17,31	17,26	14,73	18,19	16,46	15,91	16,29	15,84
Fe ₂ O ₃	3,33	3,07	3,82	2,89	4,40	2,74	3,66	3,25
FeO	3,13	4,17	10,22	7,66	5,86	7,04	5,08	4,85
MnO	0,18	—	0,28	0,28	0,21	0,17	0,17	0,11
MgO	2,75	3,23	5,47	7,07	8,99	6,73	8,96	6,36
CaO	5,80	6,93	11,73	9,83	10,46	11,74	9,50	7,90
Na ₂ O	3,58	3,21	1,85	2,49	2,72	2,41	2,89	2,38
K ₂ O	2,04	1,61	0,26	0,48	1,09	0,44	1,07	2,57
TiO ₂	0,77	0,80	0,81	0,64	1,09	0,80	1,05	1,05
P ₂ O ₅	0,26	0,20	0,13	0,17	0,41	0,11	0,21	0,54
H ₂ O ⁺	} 1,26	} 1,24	0,11	0,45	0,37	} 0,45	} 0,81	} 1,09
H ₂ O ⁻			0,02	0,27	0,28			
Сумма	100,00	99,89	100,68	99,93	100,29	100,11	100,28	99,68
Q	14,8	13,8	5,5	—	—	2,3	—	5,4
or	12,2	9,6	1,5	2,9	6,5	2,6	6,4	15,4
ab	30,7	27,5	15,6	21,2	23,1	20,5	24,6	20,4
an	25,5	28,3	31,0	37,3	29,6	31,4	28,5	25,3
di	1,6	4,2	21,6	8,7	15,8	21,4	14,0	8,8
hy	8,3	10,0	17,5	22,1	2,9	16,1	14,2	16,6
ol	—	—	—	1,8	12,7	—	4,5	—
mt	4,9	4,5	5,5	4,2	6,4	4,0	5,3	4,8
il	1,5	1,5	1,5	1,3	2,1	1,5	2,0	2,0
ap	0,6	0,5	0,3	0,4	1,0	0,3	0,5	1,3
Значение M	44	45	41	54	61	55	65	59

Примечание. 1—средний андезит (по Р. Дели); 2—среднее по 1775 кайнозойским андезитам (по Ф. Чейзу); 3—афирный базальт, типичный островодужный толеит (по Х. Куно); 4—оливиновый базальт, типичный высокоглиноземистый базальт (по Х. Куно); 5—оливиновый базальт, типичный щелочной базальт зоны ОПСЗ (по Х. Куно); 6—островодужный толеит (по П. Джейксу и А. Уайту); 7—высокоглиноземистый базальт (по П. Джейксу и А. Уайту); 8—шошонит (по П. Джейксу и А. Уайту).

Отчетливые различия между этими тремя сериями видны по их петрохимическим особенностям и заключаются в увеличении количества щелочей от островодужной толеитовой серии через известково-щелочную к шошонитовой, при этом пропорционально становятся все большими концентрации K₂O. Действительно, содержания K₂O являются главными в разделении этих серий. Концентрации Al₂O₃ увеличиваются в основных и средних членах известково-щелочной серии. Характерны повсеместно низкие содержания TiO₂; массовая доля почти всегда меньше 1,2 % и обычно меньше примерно 1,0 %, даже в основных членах всех трех

Выборочные содержания рассеянных элементов в вулканических породах островных дуг (по П. Джейксу и А. Уайту)

Элемент	Островодужные толеиты			Известково-щелочная ассоциация			Шошонитовая ассоциация		
	базальт	андезит	дацит	базальт	андезит	дацит	базальт	андезит	дацит
SiO ₂ (%)	52	58	63	52	58	63	—	—	—
Rb (г/т)	5	6	15	10	30	45	75	100	120
Ba (г/т)	75	100	175	115	270	520	1000	850	900
Sr (г/т)	200	220	90	330	385	460	700	850	850
K/Rb	1000	890	870	340	430	380	200	200	200
La (г/т)	1,1	2,4	5,5	9,6	11,9	14	14	18	—
Yb (г/т)	1,4	2,4	2,7	2,7	1,9	1,4	2,1	1,2	—
La/Yb	0,8	1,0	2,0	3,6	6,3	10	6,7	15	—
Th (г/т)	0,5	0,31	1,6	1,1	2,2	1,7	2,0	2,8	—
U (г/т)	0,15	0,34	0,85	0,2	0,7	0,6	1,0	1,3	—
Ni (г/т)	30	20	1	25	18	5	20	—	—
V (г/т)	270	175	19	225	175	68	200	—	—
Cr (г/т)	50	15	4	40	25	13	30	—	—

серий (хотя даже концентрации несовместимых элементов в них преимущественно выше, чем, например, в БСОХ, где концентрации TiO₂ также низкие). Некоторые представительные анализы приведены в табл. 26. «Средний андезит» Р. Дели и «средний кайнозойский андезит» Ф. Чейза часто используются для сравнения, но как чрезмерно обобщенные они, вероятно, имеют слишком мало значения обычных и сравнительно основных двупироксеновых андезитов и для относительно развитых и (или) щелочных андезитовых пород. В табл. 26 включены наиболее представительные анализы толеита, высокоглиноземистого базальта и щелочного базальта из работ Х. Куно, это типичные породы зоны ОПСЗ в Японии. Их можно сравнить с составами базальта, высокоглиноземистого базальта и шошонита по Ф. Джейксу и А. Уайту [111].

При сравнении концентраций рассеянных элементов в различных сериях ОПСЗ с содержаниями главных породообразующих элементов мы опять сталкиваемся с аналогичной проблемой распознавания характера вариаций содержаний элементов в пределах серий и вариаций, присущих различным сериям. Обобщение Ф. Джейкса и А. Уайта [112] является попыткой провести сравнение концентраций рассеянных элементов для пород со сравнимыми содержаниями SiO₂ в трех сериях, используя данные из многочисленных источников (частично оно воспроизведено в табл. 27). Из этих данных следует, что общие количества Ni, Cr, V сравнимы для основных членов всех трех серий и заметно

уменьшаются с увеличением SiO_2 в каждой серии. Содержания Ni и Sr в основных членах низкие по сравнению с другими мафическими породами. Концентрации несовместимых элементов (крупнокатионные щелочи и щелочно-земельные элементы, Rb, Sr и Ba) заметно увеличиваются по направлению к шошонитовому завершению спектра пород серии, так же как абсолютные и относительные содержания легких РЗЭ относительно тяжелых. В то же время островодужные толеитовые серии обладают недифференцированным распределением нормированных по хондритам РЗЭ, хотя в известково-щелочных и шошонитовых сериях проявляется прогрессивное увеличение содержаний легких РЗЭ.

Изучение провинции Фиджи показывает, что большинство субаэральных пород — это известково-щелочные андезиты (типы пород, наиболее характерные для современной вулканической деятельности ОПСЗ), а большинство вулканогенных толщ сложено основными и средними породами островодужной толеитовой серии. Более того, субаэральные андезиты извергаются в настоящее время из вулканов с очень высокими эксплозивными индексами (обычно 95 и даже выше 99), что в значительной степени определяет фрагментарный характер их извержений. Этот факт в сочетании с обнаженным положением этих пород на флангах быстро эродируемых стратовулканов означает, что, вопреки очевидному преобладанию андезитовых потоков в наблюдаемых извержениях, они сравнительно редки в геологической летописи. Отметим, например, обилие потоков базальтов с подушечной отдельностью в хорошо изученных древних островодужных разрезах.

5.2.4. Полярность в областях магматической деятельности ОПСЗ

Что означает полярность в контексте наблюдаемых слабых изменений в составе эруптивных пород при движении вкост простиранья желоба? Конечно, она наиболее очевидна в областях активного вулканизма ОПСЗ, но также может быть существенным тектоническим индикатором для древних геологических разрезов. Установлено, что вблизи желоба в изверженных породах содержание К уменьшается, а по периферии от него оно прогрессивно увеличивается. Наряду с этим происходят петрохимические изменения, сопровождающиеся систематическими колебаниями содержаний других, особенно рассеянных, элементов, которые в определенной степени достигают составов эволюционированных членов различных серий. Конечно, во всякой магматической серии имеются значительное увеличение содержания K_2O и большие вариации концентраций рассеянных элементов в более эволюционированных членах. Следовательно, нужны эффективные методы для различия содержаний K_2O и т. д. между различными породами магматических серий. Для островодужной толеитовой, извест-

ково-щелочной и шшонитовой серий в действительности можно показать, что они извергались одновременно в пространственной последовательности поперек некоторых систем зон Беньофа, хотя не все активные дуги представляют широкий спектр вариаций состава в одно и то же время.

Исторически интересно отметить (в связи с тектоникой плит) курьезный случай в наблюдениях А. де Тойта в 1937 г., который среди прочих данных определил увеличение щелочности вулканических пород при движении от выделенного им «главного края» т. е. западного побережья) Южной Америки. Голландские исследователи (В. де Ровер и др.) в 1949 г. обобщили и аналогичным образом задокументировали отчетливое и, очевидно, систематическое изменение составов к северу, вкрест простирания дуги Санда на островах Суматра, Ява и островах моря Банда, от нормальных и значительных по объему известково-щелочных пород до высококальциевых, типа лейцитовых базанитов о. Бату-Тара, расположенного примерно в 50 км к северу от главной оси активной вулканической зоны. Продолжение этих работ было прервано второй мировой войной. В конце 50-х гг. И. Катцуи отметил соответствующие химические различия в поперечном сечении активной вулканической ОПСЗ на о. Хоккайдо. Он приписал существованию неоднородным магматическим сериям происхождение из различных родоначальных магм («бедной щелочами толеитовой», «слабощелочной толеитовой» и «щелочно-оливин-базальтовой») и проследил характер их распространения параллельно искривленным зонам на разном расстоянии от ассоциирующей системы желоба. Однако наилучшие из известных совершенно необычных примеров в Японии и других системах ОПСЗ приведены в работе Х. Куно [125].

Т. Хатертон и У. Дикинсон [95] обратили внимание на существование в нескольких ОПСЗ отчетливо выраженного *вулканического фронта*, расположенного примерно в 150 км от желоба или, точнее, в том районе, где глубина h зоны Беньофа достигает 80—100 км. Не менее 75 % вулканических проявлений ОПСЗ приходится на сравнительно узкую зону шириной примерно 50 км, расположенную во внутренней части вулканического фронта, и они отсутствуют на участке между желобом и вулканическим фронтом. Эти авторы изучали явление полярности путем сопоставления содержания K_2O и SiO_2 в различных сериях магматических пород, например их значение K_{55} отвечает содержанию K_2O в точке, где породы серии обладают концентрациями SiO_2 55 %. Нанесение на диаграмму значений K_{55} относительно величины h для различных провинций ОПСЗ хорошо показывает их постепенное увеличение с возрастанием h (рис. 36). Более детальное рассмотрение положения фокусов землетрясений средней и большой глубинности точнее определяет нахождение реальной сейсмической зоны Беньофа, очевидно, коррелирующей с узкой горизонтальной зоной, расположенной на вершине мощной массы

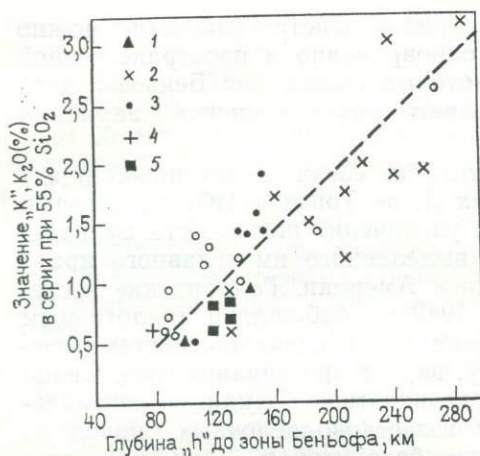


Рис. 36. Вариационная диаграмма содержаний K_2O пород андезитовых серий (выраженных в виде их значений K_{55}) по отношению к глубине зоны Беньюфа. Места отбора образцов пород: 1 — Новая Зеландия — Тонга; 2 — Индонезия; 3 — Япония; 4 — п-ов Аляска; 5 — Центральная Америка

5.2.5. Обзор терминологии магматических серий ОПСЗ

Этот вопрос имеет довольно запутанную историю, включая путанные и меняющиеся минералогические и химические определения и петрогенические предположения, которые не могут быть целиком приняты в настоящее время. К несчастью, одно из следствий этого — постоянное перекрытие терминов и определений. Из значительной массы валовых анализов пород было трудно выделить те, которые по местоположению соответствовали бы спуску по ликвидусным линиям из-за обилия порфировых пород, и, конечно, при этом учитывалась возможность аккумуляции или присутствие первичных кристаллов в конечных продуктах извержений (см. работу А. Эварта, посвященную современным орогенным лавам, и его выводы о том, что большинство из них является разновидностями, возникшими в результате процессов фракционирования, преимущественно плагиоклаза [65]). Петрографические описания не однотипны и часто сокращены, особенно в

* Q — безразмерная качественная систематическая величина непластичности мантии, получаемая при рассмотрении резких изменений скорости сейсмических волн. Эквивалентным Q измерением является обязательное определение части пластической энергии, выделяющейся при каждом цикле. Значение Q в общих чертах пропорционально вязкости, и для заданной глубины мантии сравнительно высокие значения Q коррелируются с относительной охлажденностью породы.

с высоким значением Q^* , которая, по-видимому, является верхней частью погружающейся плиты холодной литосферы. Данная корреляция величин K_{55} и h предполагает, что в пределах или около этой зоны происходит значительная генерация магмы. Б. Марш и И. Кармайкл в 1974 г. сделали попытку объяснить прогрессивно увеличивающиеся содержания K_2O довольно просто, путем повышенных расчетных значений активности K_2O андезитовых расплавов, находящихся в равновесии на постепенно увеличивающихся глубинах с высокобарическим эклогитовым парагенезисом, в состав которого входит санидин, происходящий из океанической коры.



Рис. 37. Классификация пород «постоянно ассоциирующих с андезитами в орогенных областях»

отношении природы фаз фенокристаллов, и обычно подразумевают неопределенный (но в значительной степени разнообразный) характер плагиоклазовых фенокристаллов. Смелой попыткой упрощенной классификации по составу, основанной на содержаниях K_2O и SiO_2 , является работа С. Тейлора, опубликованная в 1969 г. Его диаграмма, характеризующая породы, ассоциирующие с андезитами в орогенных областях, воспроизведена на рис. 37. Обращает на себя внимание превалирующая тенденция С. Тейлора переименовать породу не по минеральному составу, а по химическому. Не все исследователи могут согласиться с предложенным разделением базальтов и андезитов по граничному содержанию (массовой доле) SiO_2 (53 %), в связи с тем, что между основными и средними породами длительное время была принята граница по содержанию 52 % SiO_2 , часть их предпочла бы использовать термин базальтовый андезит для пород зон ОПСЗ, тяготеющих к андезитам с 52—56 % SiO_2 . Еще один недостаток для широкого употребления — отсутствие других, кроме высокоглиноземистых базальтов, типов основных пород. Однако эта классификация учитывает обширные вариации концентраций K_2O в магматических сериях ОПСЗ и интерпретирует его значения по отношению к более поздним диаграммам, типа диаграммы, приведенной на рис. 33.

Очевидные минералогические различия были использованы Х. Куно в 1959 г. для отделения *пижонитовых серий* от *гиперстенновых* среди пород ОПСЗ. Термины *пижонитовая* и *гиперстенновая* в данном случае отвечают составам пироксена основной массы базитовых членов данных серий. Конечно, такое разделение очень сложно осуществить для тонкозернистых пород, поскольку для этого требуются микроскопы с большим увеличением объектив-

ных линз, плюс использование соответствующих конденсорных линз для получения диагностических фигур на малых зернах; определения невозможно провести в образцах со стекловатой основной массой или во вторично-измененных породах. В общем пижонитовая серия X. Куно соответствует островодужной толеитовой серии, а гиперстеновая — более обычной для субаэральных условий орогенной андезитовой ассоциации.

Установление (или, точнее, принятие) базитовой магмы в качестве родоначальной для серий магматических пород зон ОПСЗ привело, как и в случае других магматических серий, к использованию выведенной исходной основной магмы для номенклатуры серий (например, островодужная толеитовая серия, серия высокоглиноземистых базальтов и шшонитовая серия Фиджи).

Высокоглинозёмистые базальты были впервые определены X. Куно как типичные изверженные породы, образовавшиеся в условиях ОПСЗ и являющиеся промежуточными по составу между толеитами и щелочными базальтами. Высокое содержание алюминия было показано графически, путем нанесения значений Al_2O_3 относительно концентраций щелочей в пределах определенного установленного интервала содержаний SiO_2 . X. Куно рассчитал также средние составы трех данных типов и в дополнение перечислил петрографические критерии для их выделения. Однако эти три перекрывающихся критерия трудно применять одновременно и недвусмысленно, особенно когда породы изменены. Многие петрологи могли бы согласиться с тем, что высокоглиноземистая базальтовая серия включает в себя обычную известково-щелочную серию орогенных андезитов.

Термин *известково-щелочной* сам по себе используется в нескольких различных смыслах. Многие, кто прибегали (или избегали) к этому термину, не смели бы дать четкого определения, а если бы даже смогли, то оно не удовлетворило бы всех. А. Холмс в 1920 г. предложил использовать очень сходный термин — *щелочь-известковые* (calc alkali) для пород, в которых главными минералами являются полевые шпаты, роговая обманка и (или) авгит и в которых отсутствуют фельдшпатоиды и натровые иносиликаты*. Конечно, это определение щелочь-известковых пород объединяет очень широкую группу, включая толеиты и большую часть орогенных андезитов, и практически отвечает термину *суб-щелочной* в его современном толковании. М. Пикок в 1931 г. иначе объяснил термин *известково-щелочной* в отношении магматических серий, в которых содержание CaO равно сумме $Na_2O + K_2O$ при значениях SiO_2 от 56 до 61% (см. ссылки на щелочь-известковый индекс в гл. 2). Многие серии орогенных андезитов являются известково-щелочными по этому определению, однако некоторые имеют щелочь-известковый индекс более 61 и, таким образом, формально являются известковыми, а некоторые обла-

* Силикаты, характеризующиеся соединением тетраэдров SiO_2 в линейные цепочки.— *Прим. пер.*

дают щелочь-известковым индексом от 51 до 56 и соответственно относятся, по М. Пикоку, к щелочь-известковым. Неудовлетворительной оказалась и тенденция применения термина *известково-щелочной* только к членам среднего состава той совокупности пород, которые в настоящее время мы определяем как различные серии ОПСЗ. Комментарии по этому вопросу даны в работе Д. Брауна [27] и касаются петрографического сходства средних пород различных серий ОПСЗ.

Однако в настоящее время большинство петрологов просто ставят знак равенства между известково-щелочными сериями и субщелочными породами, занимающими промежуточное положение в спектре составов серии ОПСЗ и располагающимися между островодужными толеитовыми сериями ОПСЗ (синоним — *низкокальциевые островодужные толеиты*), с одной стороны, и различными сериями щелочных базальтов — с другой.

Разделение по химическому составу может быть проведено на основании вариационной диаграммы щелочи — кремнезем. Используя этот метод специально для магматических серий ОПСЗ, Х. Куно в 1969 г. предпринял трехчленное деление на щелочно-базальтовые, гиперстенновые (-высокоглиноземистые базальтовые) и пижонитовые (-островодужные толеитовые) серии с дополнительным выделением для двух последних субщелочных полей (рис. 38). Значимость не столь большая, учитывая, что положение линии Куно, отделяющей щелочные базальты, с одной стороны, от субщелочных высокоглиноземистых базальтов и островодужных толеитов — с другой, хотя и не совпадает точно, но очень близко к аналогичной линии, определенной Дж. Макдональдом и Т. Кацурой [131] для разделения гавайских щелочных базальтов и толеитов и впоследствии продолженной до более высоких содержаний SiO_2 . Диаграмма *AFM* также полезна для отличия островодужных толеитовых серий от высокоглиноземистых базальтовых, поскольку первые обладают тенденцией к обогащению железом в средних составах, отсутствие которой характерно для

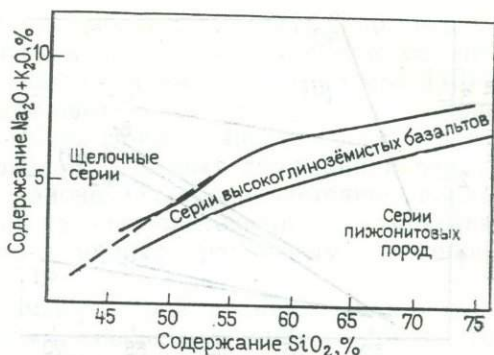


Рис. 38. Диаграмма щелочь — кремнезем, показывающая предложенное трехчленное деление вулканических пород зон ОПСЗ на «пижонитовые серии», «серии высокоглиноземистых базальтов» и «серии щелочных пород».

Термины предложены Х. Куно в 1969 г., тогда и была составлена эта диаграмма. На практике термин пижонитовые серии является почти синонимом терминов островодужные толеитовые серии и низкокальциевые толеитовые серии, аналогично термину серии высокоглиноземистых базальтов служит почти синонимом более раннего термина Х. Куно гиперстенновые серии. Пересекающая пунктирная линия приведена для сравнения, она использовалась Дж. Макдональдом и Т. Кацурой в 1964 г. для отделения субщелочных пород Гавайских островов с толеитовой минералогией от пород с щелочными минералами

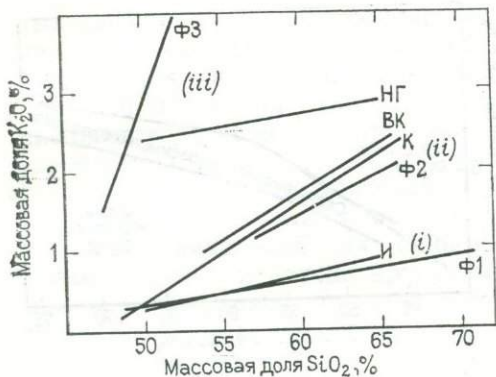


Рис. 39. Диаграмма K_2O-SiO_2 различных орогенных серий:

«Первый период» — Фиджи (Ф1), острова Идзу (И); «второй период» — Фиджи (Ф2), Маунт-Худ, Каскадес (К), Восточная Камчатка (ВК), шошонитовая ассоциация возвышенностей Новой Гвинеи (ИГ); «третий период» — Фиджи (Ф3). *i* — типичные островолужные толеитовые серии; *ii* — типичные субаральные толеитовые серии; *iii* — характерные разнообразные более щелочные серии, включая серии шошонитовых пород

деляются три очевидных поля: 1) низкокалиевые толеитовые серии (ОДТ); 2) промежуточные по содержанию калия серии, эквивалентные типичным субаральным андезитовым; 3) более редкие высококалиевые (шошонитовые) серии. Это подразделение анализов на три поля подтверждается и другими многочисленными данными [80].

Не все щелочно-базальтовые серии зон ОПСЗ обогащены калием как шошонитовые, поэтому термин *шошонитовая серия*, употребляемый Ф. Джейксом и А. Уайтом [111] для большинства обогащенных калием пород из спектра составов Вити-Леву, может быть подвержен критике. Г. Джоуплин в информационном обзоре [118] показал, что, исходя из петрографического определения, породы, очевидно, относимые к шошонитам, встречаются не только в хорошо определенных условиях ОПСЗ, например Индонезии, но также в полностью орогенной обстановке Восточно-Африканской рифтовой долины. Термины *абсарокит*, *шошонит* и *банакит* первоначально использовались при описании неогеновых пород Йеллоустонского национального парка, извержения которых произошли на значительном расстоянии от расчетного положения бывшей зоны Беньюфа. Дж. Николс и И. Кармайкл в 1969 г. сделали интересный комментарий по петрографии, химическим свойствам и номенклатуре пород этого типа. Они продемонстрировали, что эти породы, отнюдь не входящие в состав щелочных магматических серий, являются толеитовыми по характеру и наличию остаточного кислого стекла. Вслед за У. Уилмонтом, современная трактовка петрохимического определения шошонита, однако, заключается в следующем: это щелочная

последних (см. рис. 35). Т. Ирвин и У. Барагар [108] установили, что нанесение на диаграмму Al_2O_3 относительно состава нормативного плагиоклаза также полезно для различия того, что мы называем известково-щелочными и толеитовыми сериями.

В современной практике для характеристики серий ОПСЗ полезно также учитывать значительные вариации в содержаниях K_2O для различных серий и определять их K_{55} и K_{60} значения или просто использовать диаграмму K_2O-SiO_2 , на которой могут быть сопоставлены различные серии (рис. 39). На этой диаграмме вы-

порода с соотношением K_2O/Na_2O около или выше 1,0 по сравнению с щелочными базальтами, для которых это значение составляет около 0,5, и с низким содержанием TiO_2 . А. Смит [197] описал высококалиевые шошонитовые породы миоценового возраста из юго-восточной части Папуа-Новая Гвинея, совпадающие по возрасту с начальным периодом блоковых движений и вертикального воздымания в этом районе. Однако в настоящее время уже недостаточно данных для удовлетворительного объяснения тектонического положения определяемых различным способом шошонитовых пород.

Трудности, связанные с номенклатурой вулканических пород ОПСЗ, рассмотренные в данном разделе, продолжают причинять неудобства, и на этой почве в научных статьях постоянно должны возникать обсуждения.

5.2.6. Задуговый спрединг

В некоторых районах Атлантического и Тихого океанов, удаленных от главных систем океанических хребтов, имеются участки с очень молодой океанической корой, известные как задуговые впадины (синоним — *краевые бассейны*), расположенные с внутренней стороны активных вулканических дуг. Одна из них находится к западу от дуги Скоша и уже охарактеризована нами, вторая — в пределах Карибского моря, к западу от вулканической дуги Малых Антильских островов. Примерами в Тихом океане могут служить западная часть Берингова моря, район, расположенный за западной частью Алеутской дуги, Охотское и Японское моря за Камчатско-Курильской и Японской островодужными системами, часть Филиппинского моря за Идзу-Бонинской и Марианской дугами и бассейн Лау к западу от дуги Тонга-Кермадек. Они отчетливо определяют тектонические условия, в которых постоянно образуются магматические породы.

Рассмотренный Д. Каригом бассейн Лау был первым объектом такого рода, по которому проведено обобщение таких отчетливых аномальных особенностей, как высокий тепловой поток, тонкий или практически отсутствующий осадочный покров, очень резкая топография линейных хребтов и желобов с превышениями рельефа 1000 м, отсутствие согласованного характера магнитных полосовых аномалий, низкие скорости сейсмических волн в подстилающей мантии и ранее неизвестные особенности спрединга в условиях, отличных от обстановки срединно-океанических хребтов. Очевидно, что бассейн Лау в какой-то степени является типичным примером задугового бассейна, поскольку он расположен над современной активной зоной Беньофа и имеет очень молодую океаническую кору, возраст которой менее 5 млн лет. Его современная особенность заключается в том, что он расколол и разделил раннюю дугу на две части: западную, у современного невулканического хребта, простирающегося к югу от архипелага Фиджи в виде подводной возвышенности Лау — Колвилл; и вос-

точную, представленную хребтом современной активной дуги Тонга — Кермадек.

Механизм спрединга в задуговой обстановке недостаточно ясен. Р. Моберли [139] показал, что погружающаяся литосферная плита может двигаться под большим углом, чем в сейсмической зоне Беньофа, т. е. она может двигаться частично «падая», помимо «сдвигания» по отношению к перекрывающей мантии. Если это действительно так, то должен иметь место компенсирующий восходящий мантийный поток над погружающейся плитой, и это, в свою очередь, может инициировать магмообразование. Дж. Уилсон [226] также предположил, что *относительные движения сходящихся плит по отношению к подстилающей мезосферной мантии* могут с успехом играть существенную роль в том, сможет ли создаваться обстановка задугового спрединга, в противоположность ситуации, имеющей место в Андах (см. разд. 5.2.10). Распознавание коры, образовавшейся в краевых бассейнах, в отдельных случаях может быть определяющим при выяснении принадлежности и генезиса аллохтонных офиолитовых останцов, которые однозначно дают возраста лишь ненамного древние, чем возраст их обдукции.

Образцы базальтов бассейна Лау обычно не содержат крупных фенокристаллов, в них присутствуют лишь фенокристаллы плагиоклаза и скелетного оливина в стекловатой, вариолитовой (или субофитовой) основной массе и обладают ограниченным рядом составов. По набору главных петрогенных элементов они почти не отличимы от БСОХ. Средний химический состав этих пород, рассчитанный по одиннадцати образцам базальтов из бассейна Лау, представлен в следующем виде (массовые доли, %): SiO_2 48,8; Al_2O_3 16,4; Fe_2O_3 2,0; FeO 6,9; MgO 8,6; CaO 12,6; Na_2O 2,4; K_2O 0,18; TiO_2 1,2 и P_2O_5 0,08. Содержания рассеянных элементов (Ni 160, Cr 390, Sr 200 и Rb 1 г/т) также напоминают значения БСОХ. Однако что касается отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, то их вариации от 0,7020 до 0,7051 более широкие по сравнению со средними вариациями БСОХ и включают более высокие отношения.

Беспристрастная работа Дж. Гилла [81], посвященная этому классическому району задугового спрединга, позволяет предполагать, что базальты бассейна Лау являются переходными между толентами океанического дна и островодужными, отличаясь от последних повышенными содержаниями Rb, Ba, легких РЗЭ, содержаниями ^{87}Sr и более низкими концентрациями Ti, Zr и Hf. Однако Дж. Гилл приходит к заключению, из которого следует, что в его коллекции основных пород из районов, кроме центральной части бассейна Лау, имеются образцы предположительно переходные в пространстве и времени с предшествовавшей эруптивной деятельностью островодужного типа. Он считает, что необходимы дальнейшие исследования для более значимых сопоставлений.

5.2.7. Северный остров Новой Зеландии

Область, простирающаяся к югу от бассейна Лау в район с континентальными мощностями коры и соответственно мощными извержениями кислых пород, — не только пример очевидного задугового спрединга, но и объект, изучения которого выявляет некоторые дополнительные сложности в простой модели вулканизма ОПСЗ, делая ее значимой при детальном рассмотрении.

Зеленые гористые острова Новой Зеландии неожиданно возникают из южного океана на современной границе Тихоокеанской и Австралийской плит, между широтами $34^{\circ}30'$ и 47° ю. ш. *. Хотя и один, и другой остров меньше массы суши, вместе они образуют крупнейший островной массив, не связанный мелководными морями с ближайшим континентом. Площадь этих островов достигает $2,6 \times 10^5$ км². Они подстилаются континентальной корой мощностью до 30 км. Более того, имеются соприкасающиеся области неглубоких морей, включая поднятие о. Чатем и плато о. Кэмпбелл к востоку и югу и поднятие Лорд-Хау к северо-западу, подстилающиеся корой мощностью 15—25 км, а местами мощностью в целом в несколько раз большей, чем во всем районе.

Проявления тонга-кермадекской зоны Беньофа ослабевают по латерали при движении от южных частей дуги. Она подстилает Северный остров Новой Зеландии от крайней северной точки примерно до 40° ю. ш., и это хорошо прослеживается по сейсмическим данным (по расположению глубокофокусных землетрясений). Под средним и центральным участками острова зарегистрировано значительное количество фокусов землетрясений на глубинах 150—250 км, отмечены и большие глубины (350 км). В отличие от многих других островных дуг здесь очень небольшая часть очагов землетрясений находится на глубинах между 35 и 100 км. В целом фокусы хорошо определяют зону Беньофа, падающую к западу под углом около 60° в сторону северной территории, составляющей 2/3 Северного острова. Однако в противоположность этой обстановке, южнее 40° ю. ш. средние и глубокофокусные землетрясения не зарегистрированы, а многочисленные мелкофокусные землетрясения характеризуют движение вдоль северного скошенного окончания известного альпийского разлома, прекрасно проявленного на Южном острове, — разрыва с латеральным смещением по крайней мере на 500 км в кайнозойское время, являющегося фрагментом границы между Тихоокеанской и Австралийской плитами.

На Северном острове активный вулканизм приурочен к северной и центральной областям, расположенным над зоной Беньофа. «Основание» вулканической зоны этого острова, тем не менее, не

* Более раннее название Аотеора, присвоенное островам маорийскими мореплавателями, за несколько веков до их посещения пакеха (белыми) в литературной интерпретации означает «страна длинного белого облака» и указывает на обычное присутствие облака, образовавшегося там, где преобладающие западные ветры сталкиваются с этой преградой.

перекрыто лавами, пепловыми потоками, пеплами, лахарами и вулканогенными осадками плиоценового и четвертичного возраста и, очевидно, преимущественно сложено мезозойскими осадочными породами, среди которых преобладают граувакки. Общая мощность мезозойского чехла неизвестна, но, вероятно, достигает 15 км. Латеральные изменения их состава согласуются с источником вулканического характера, расположенном на западе. На п-ове Коромандел и частично на п-ове Аукленд развиты: более поздняя серия андезитов и связанных с ними вулканических пород известково-щелочного типа, субвулканические интрузии и флишеподобные вулканогенные породы. Эти образования имеют раннемиоценовый возраст. Среди особенностей, представляющих особый интерес для тех, кто изучает возможные «ископаемые» островные дуги, в миоценовой ассоциации следует выделить вторичные изменения, полиметаллическую минерализацию, пиррофилитовые залежи, офиолиты, подводные лахары и значительные оползания, а также отпечатки обильной фауны с преобладанием мягкотелых организмов, распространенных в одновозрастных с вулканическими породами флишеподобных осадках. Все это является свидетельством древней вулканической дуги, простиравшейся в направлении, противоположном современной границе плит, и объясняет не только явное северо-западное простираание полуостровов, но, частично, и подводное продолжение мощной коры в этом направлении.

Вулканическая зона Таупо Северного острова (рис. 40) представлена игнимбритами, выполняющими грабенообразную структуру. Для этого комплекса пород сейсмические данные показывают общее погружение на 3000 м. Многочисленные параллельные вертикальные разломы (некоторые еще активные!) простираются в северо-восточном направлении, частично совпадающем с наиболее отклоняющимся направлением альпийского разлома Южного острова. Современные разрывы проявлены локально и приводят к возникновению более ярко выраженных, но меньших грабенов в пределах общей главной структуры.

Хотя четкие контуры грабена трудно проследить, поскольку он захоронен под слоем молодых вулканических образований, все же можно говорить, что грабен простирается от середины Северного острова в зал. Пленти и далее в бассейн Лау. Расстояние, вдоль которого наблюдаются проявления вулканизма, включая о. Уайт, составляет около 250 км, а ширина этой структуры достигает 50 км. Юго-западное продолжение грабена совпадает и скрыто под андезитовыми стратовулканами Тонгариро, Нгаурухоэ и Руапеху, которые перекрывают южное продолжение подстилающей зоны Беньюфа. Грабен содержит четыре юных центра риолитового вулканизма и характеризуется субвулканическими интрузиями риолитов и кальдерами. Эруптивный разрез начинается с андезитов (нижний плейстоцен), продолжается обильными игнимбритами (средний плейстоцен), извержения которых сопровождалась образованием кальдер и вулканотектонических де-

Химические составы типичных андезитов Новой Зеландии

Элемент	Гора Эгмонт				Группа Тонгариро			
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	51,75	54,50	57,18	53,56	53,7	56,94	59,2	59,46
Al ₂ O ₃	17,94	17,95	18,24	19,08	15,1	16,73	17,2	16,30
Fe ₂ O ₃	4,16	4,25	3,49	4,16	2,5	1,35	3,1	1,26
FeO	4,72	3,83	2,89	3,52	6,65	6,72	3,3	5,26
MnO	0,17	0,17	0,16	0,18	0,16	0,14	0,05	0,15
MgO	4,24	3,37	2,55	3,92	7,6	4,72	3,7	4,46
CaO	9,37	8,36	7,09	8,31	10,5	8,05	6,5	7,03
Na ₂ O	3,43	3,61	3,95	3,21	2,4	2,80	3,3	3,14
K ₂ O	1,77	1,67	2,05	2,65	0,6	1,33	0,9	1,59
TiO ₂	0,93	0,93	0,73	1,02	0,71	0,81	0,52	0,71
P ₂ O ₅	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,12	0,17	0,09	0,18
H ₂ O ⁺	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,20	0,21	Н. о.	0,25
H ₂ O ⁻	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,08	0,06	Н. о.	0,11
Сумма	98,48	98,64	98,33	99,61	100,32	100,03	97,86	99,90

Примечание. 1—среднее из четырех «базальтов» (массовая доля SiO₂ 51—53 %) из анализов андезитов г. Эгмонт (по А. Гоу); 2—среднее из трех «низкокремниевых андезитов» (SiO₂ 53—56 %) из анализов андезитов г. Эгмонт (по А. Гоу); 3—среднее из пяти «андезитов» (SiO₂ 56—60 %) из анализов андезитов г. Эгмонт (по А. Гоу); 4—среднее из двух «высококальневых андезитов» (K₂O более 2 %) из анализов андезитов г. Эгмонт (по А. Гоу); 5—среднее из двух плагиоклаз-пироксеновых андезитов, р-н Нгаурхуэ (по А. Эварту); 7—роговообманковый андезит, р-н Руапеху (по А. Эварту); 8—среднее из трех плагиоклазовых андезитов, районы Тонгариро и Руапеху (по А. Эварту). Н. о.—определение не проводилось.

прессий, далее следовали извержения игнимбритов, пемз, пеплов, риолитов с образованием куполов и трещинные излияния небольших количеств базальтов, продолжающиеся до настоящего времени. При рассмотрении в таком широком хронологическом масштабе выявляется очевидное диахронное смещение вулканизма в юго-западном направлении.

Эволюция и морфология главных молодых андезитовых вулканов Тонгариро, Нгаурхуэ и Руапеху рассматривались неоднократно. Хотя некоторые ранние потоки Тонгариро содержат роговообманковые фенокристаллы, большинство андезитов этого района и все современные потоки представлены пироксеновыми разновидностями, различными количествами фенокристаллов плагиоклаза, гиперстена и авгита в виде фенокристов, а также иногда с небольшим количеством оливина. В основной массе вокруг гиперстеновых фенокристаллов в виде оторочек отмечен анаксиальный пижонит. В химическом отношении эти породы образуют довольно тесную группу, в которой массовая доля SiO₂ варьирует от 53,5 до 60 %. Их рассчитанный средний состав приведен в табл. 28. Один из оригинальных анализов с массовыми долями MgO 11,29 % и Al₂O₃ 12,72 % не был использован для расчета

среднего состава, поскольку он предполагает обогащение аккумулятивным пироксеном. До какой степени процессы аккумуляции кристаллов могут влиять на валовый химический анализ остальных пород? — конечно, обычная проблема при изучении большинства андезитов. Другие обнажения андезитов известны в северной части центральной вулканической зоны, например гора Эджикамбе; по петрографии и химическому составу они сравнимы с андезитами группы Тонгариро и предшествуют перекрывающим их риолитовым породам.

Стоящая одиноко возвышенность, расположенная примерно в 125 км к западу от группы вулканов Тонгариро, возвышающаяся на 2518 м над уровнем моря, — г. Эгмонт, «Фудзи» Новой Зеландии. Гора Эгмонт — величественный стратовулкан, увенчанный льдом, с покрытыми лесом склонами и окруженный шлейфом лахаровой округлой долины. Несколько севернее находится основание разрушенного, предположительно аналогичного вулкана, а еще севернее, уже ближе к Нью-Плимуту, расположены острова Шугар-Лоаф, сложенные дайками, трубками и вулканическими neckами, представляющими остатки третьего, еще более древнего, вулкана, в настоящее время почти полностью эродированного до уровня моря. Хотя имеются предположения считать возможной вулканическую активизацию в XIX в., в настоящее время влк. Эгмонт бездействует. Лавы г. Эгмонт представляют собой довольно однородную группу с массовой долей SiO_2 51—59 %; это преимущественно роговообманковые андезиты, в отличие от пироксеносодержащих андезитов группы Тонгариро. Андезиты влк. Эгмонт не содержат ортопироксен, но в более основных разновидностях объемная доля у оливина составляет до 7 %. Таким образом, петрографические разновидности представлены оливин-авгитовыми андезитами, авгитовыми андезитами и авгит-роговообманковыми андезитами. Опробование галек, собранных из детритовых отложений, образовавшихся во время роста вулкана, дает больший спектр составов, чем опробование современных обнажений вулкана, который покрыт только самыми молодыми эруптивными породами. Из 22 имеющихся анализов, следуя терминологии С. Тейлора, рассмотренной выше, — четыре представляют высокоглиноземистые базальты, девять — низкокремнеземистые андезиты, семь — андезиты и два — высококальциевые андезиты. Такое подразделение полезно для расчета средних составов, представленных в табл. 28. Хотя в некоторой степени необычно, но они все же отчетливо обогащены K_2O по сравнению с андезитами Тонгариро центральной вулканической зоны и имеют значение K_{55} около 2 %, отличающиеся от значения K_{55} андезитов Тонгариро, которое чуть ниже 1 %. Высокое значение K_{55} коррелируется с более глубоким положением зоны Беньофа под г. Эгмонт при перпендикулярном пересечении полярности вулканической зоны.

Вулканическая зона Таупо, расположенная к северу от андезитовых стратовулканов группы Тонгариро, характеризуется срав-

нительно более пологим рельефом, что, вероятно, связано со значительными вертикальными движениями вдоль разломов и объясняет сложную, крупномасштабную эруптивную историю большинства риолитовых пород. Четыре экструзивных центра — Укатане, Роторуа, Мокай и Таупо — установлены на основании распределения пирокластических пород, риолитовых куполов и более отчетливо по кальдерным структурам (за исключением Мокай), занятых озерами. Самое крупное оз. Таупо характеризует впечатляющие размеры стратовулканов на юге; наиболее округлый водоем подчеркивает форму молодой кальдеры Роторуа. Экструзивные риолитовые пепловые потоки батолитовых объемов ($2 \cdot 10^4$ км³ на площади $2,5 \cdot 10^4$ км²) предшествовали внедрению риолитовых куполов значительно меньших объемов в возрождающихся кальдерах. В этой классической провинции плейстоценовых игнимбритов поражают воображение сравнительная редкость их стекловатых разновидностей и преобладание мягких пепловых. Большая часть этого материала подвергается эрозии и должна быть представлена в сохранившихся геологических разрезах в виде эпикластического материала. Отдельные игнимбритовые потоки имеют объемы до 300 км³, исключением является один (возможно до 600 м³). Очень детальное исследование латеральных вариаций и истории охлаждения в одном игнимбритовом подразделении осуществлено Н. Бригсом в 1976 г. В историческом аспекте первое объяснение способа формирования игнимбритов в общих чертах было сделано Ф. Маршаллом в 1935 г. в связи с типом породы, описанной как «лентиккулит», образовавшейся во время проявления миоценового вулканизма на п-ове Коромандел. Этот лентиккулит, который и сейчас может быть легко найден в карьере на Охароа, представляет собой заметную этакситовую (с полосчатой текстурой — *примеч. пер.*) породу, содержащую расположенные параллельно черные стекловатые линзы уплощенной пемзы с пламенными окончаниями в серой основной массе породы из обломков пород и кристаллов; текстура породы отчетливо свидетельствует об ином способе образования, в отличие от пород лавового потока. Породы многочисленных риолитовых куполов сложены стекловатыми, сферолитовыми и фельзитовыми разновидностями, в которых проявлены автобрекчии и полосчатость. Эти небольшие массы риолитов часто пространственно сближены — например, в комплексе Тарауэра, расположенном на юго-восточном краю кальдерной структуры Окатайна, имеется 11 риолитовых куполов, три из которых ассоциируют с лавовыми потоками, и одна вулканическая трубка. Породы с более грубозернистыми структурами (гранофиры и порфиновые гранофиры с идиоморфными кварцевыми и плагиоклазовыми фенокристаллами в гранофировой основной массе) известны, но встречаются только в виде обломков в переработанных слоях пирокластического материала. Скорее всего эти обломки представляют образцы материала, который кристаллизовался на несколько более глубоких уровнях в коре и который

был выброшен на поверхность во время эксплозивной деятельности*. Большая часть центральной вулканической зоны Таупо покрыта современными отложениями риолитовых пеплов и пемз. Хотя эти аэральные осадки часто переработаны, отдельные их слои обычно могут быть измерены и скоррелированы; среди них выделяются маркирующие горизонты, связанные с современными извержениями в нескольких центрах. Там, где такие слои переслаиваются с содержащими фауну осадками, недалеко от побережья, возрастное датирование с использованием треков спонтанного излучения в обломках позволило определить абсолютный временной интервал плейстоцена.

Андезиты и дациты были драгированы с нескольких подводных возвышенностей, которые встречаются в пределах района шириной около 40 км, удаленном от берега на расстояние до 70 км в сторону моря от вулканической зоны Таупо. Вулканически активный о. Уайт, диаметром около 2 км, расположен в том же районе примерно в 50 км от берега. Он представлен кратером с высотой стен до 150 м, на его дне наблюдается интенсивная фумарольная деятельность. Целая рабочая группа из двенадцати шахтеров, добывавших серные осадки, была затоплена в этом кратере во время лахарового потока в 1912 г. Экструзивные породы сложены дацитовыми андезитами с массовой долей SiO_2 62 %, которые, очевидно, должны укладываться в непрерывный ряд составов, характеризующий различные андезиты Тонгариро и более кислые породы вулканической зоны Таупо.

В петрографическом отношении типичные игнимбриты, такие как игнимбриты из районов Те-Уайти и Матахина, имеют фенокристаллы кварца, плагиноклаза, магнетита; их выделяют по небольшому количеству гиперстена, роговой обманки и обломков пород (в среднем объемная доля составляет менее 2 %). Риолиты 11 куполов комплекса Тарауэра содержат фенокристаллы кварца, плагиноклаза (анализированные составы которого находятся в пределах An_{41} — An_{28} , в зональных кристаллах наблюдаются колебания состава от An_{53} до An_{16}), отмечены небольшие количества гиперстена и магнетита вместе с роговой обманкой и (или) биотита в отдельных разновидностях. Дациты пяти куполов влк. Таухара, входящие в состав комплекса Таупо (массовая доля SiO_2 65—68 %), имеют фенокристаллы кварца, плагиноклаза (зонально угасающего и с нормальной зональностью в пределах An_{55} — An_{30}), гиперстена вместе с авгитом, роговой обманкой, магнетитом и, очевидно, неожиданно 1—3 % (FeO_{83}), окруженного гранулированным ортопироксеном.

Представительные анализы этих пород приведены в табл. 29. Содержание извести остается высоким даже в риолитовых стеклах с наивысшим содержанием кремнезема; содержания общего

* Этот тип глубинных взаимоотношений между фельзитами и гранофрами можно действительно наблюдать в эродированном палеогеновом влк. Рам (Шотландия).

Представительные анализы дацитовых и риолитовых пород вулканической зоны Таупо, Северный остров, Новая Зеландия

Элемент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	62,15	64,6	66,4	70,60	73,85	74,22
Al ₂ O ₃	14,32	16,0	15,3	13,23	13,55	13,27
Fe ₂ O ₃	1,64	4,1	2,2	0,75	1,25	0,88
FeO	4,33	0,85	1,7	1,39	0,60	0,92
MnO	0,15	0,06	0,06	0,11	0,05	0,05
MgO	3,97	3,0	2,0	0,30	0,30	0,28
CaO	5,89	5,1	4,3	1,56	1,53	1,59
Na ₂ O	2,49	3,20	3,51	4,58	3,71	4,24
K ₂ O	2,37	1,84	2,44	2,86	3,60	3,18
TiO ₂	0,71	0,5	0,35	0,20	0,23	0,28
P ₂ O ₅	0,12	0,14	0,11	0,04	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	1,21	0,9	1,6	3,26	0,59	0,80
H ₂ O ⁻	0,29	0,2	0,2	0,70	0,38	0,23
Сумма	99,65	100,49	100,17	99,58	99,69	99,99

Примечание. 1 — андезитодацит, Уайт-Айленд, зал. Пленти (по А. Эварту); 2 — дацит, комплекс Таухара (по Дж. Левису); 3 — дацит, комплекс Таухара (по Дж. Левису); 4 — средний состав современных пемзовых отложений Таупо (по А. Эварту и Дж. Стипу); 5 — средний состав четвертичных игнимбритов (по А. Эварту и Дж. Стипу); 6 — средний состав риолитовых лав и интрузивных куполов (по А. Эварту и Дж. Стипу).

FeO повсеместно низкие. Очевидно, что кислые породы вулканической зоны Таупо по петрографии и химическому составу образуют когерентную серию известково-щелочного характера.

Современные извержения* щелочных базальтов создают выступающие формы рельефа вокруг Аукленда в виде небольших щитовых вулканов, шлаковых конусов, имеющих маароподобные формы в поперечнике до 1 км, с сравнительно низкими краями из

* Эруптивная деятельность такого типа в какой-то мере опасна. Последний датированный выброс имел место около 760 лет назад, а временной интервал эруптивной деятельности этого района примерно от 60 000 лет назад до настоящего времени. Следовало бы считать, что вулканическая деятельность утихла в районе п-ова Аукленд ко времени его заселения людьми. В интересной статье Е. Сеарле, опубликованной в 1964 г., рассчитана опасность, которой подвергается население в случае вулканических извержений, с учетом таких факторов, как их возможная периодичность, размеры и высотное положение района, опустошения при одном фреатическом извержении. Вероятность извержения составляет 2% в столетие. Принимая во внимание, что этот вулканический риск есть эвфемизм для смерти, то, с учетом продолжительности жизни, возможность гибели при извержении вулкана столь же велика, как быть убитым повозкой в высокоразвитых странах (1,7% смертей в Северной Америке приходится на автомобильные катастрофы и 20% населения серьезно страдают от них). Если риск одного рода считается приемлемым, то, вероятно, может быть принят и другой.

пирокластического материала, сформировавшимися в результате фреатических извержений экспозивного характера в пониженных заболоченных районах. В петрографическом отношении все основные породы характеризуются присутствием оливина, объемная доля которого колеблется в пределах 9—22 %, и представлены щелочными оливиновыми базальтами, обогащенными авгитом, пикритовыми базальтами и нефелиновыми базанитами. Последние обнаружены только в виде выброшенных блоков в некоторых шлаковых насыпях. По петрохимии все породы являются нефелин-нормативными (хотя базальты не содержат модалный нефелин) и обладают концентрациями низкими у SiO_2 , высокими у TiO_2 , щелочей и высокими величинами отношений $\text{NaO}/\text{K}_2\text{O}$, что характерно для океанических щелочных базальтов. Они сходны с щелочными базальтами Гавайских островов, от которых, возможно, неотличимы. Средний анализ приведен в табл. 30.

Майор-Айленд представляет собой недавно потухший вулкан диаметром 4 км, с обширным основанием, имеющим 14 км в поперечнике на уровне изобаты 130 морских саженей (1 морская сажень = 1,8 м), расположенный в зал. Пленти примерно в 90 км к западу от о. Уайт-Айленда (почти на половине расстояния от Уайт-Айленда до района Аукленд и, следовательно, на некотором удалении к западу от направленного в сторону моря продолжения вулканической зоны Таупо). Особый интерес этот остров представляет в связи с тем, что на нем обнажаются высокощелочные породы — преимущественно частично девитрифицированные, стекловатые порфиновые пантеллеритовые лавы и пемзы [66]. Породы содержат фенокристаллы кварца, анортоклаза ($\sim \text{Ab}_{60}$), эгирин-геденбергита и коссирита * в основной массе, состоящей из полевого шпата, кварца, эгирина и иногда других натровых темноцветных минералов. Средний анализ этих пород приведен в табл. 30 вместе со средним риолитом вулканической зоны Таупо в целях сравнения. Пантеллериты содержат около 30 % нормативного кварца и несколько процентов нормативных акмита и натрового метасиликата. В сравнении с риолитами вулканической зоны Таупо пантеллериты обладают: 1) фактически теми же содержаниями Si, K, Pb, Cs и сходными величинами отношения K/Pb ; 2) до некоторой степени повышенными концентрациями Na, Fe, Mn и PЗЭ и таких катионов с высокими зарядами, как Th, U, Hf, Sn и Mo; 3) приблизительно на порядок повышенными содержаниями Zr; 4) до некоторой степени пониженными концентрациями Al и Eu (относительно нормализованных по хондритовым содержаниям остальных PЗЭ); 5) примерно на один порядок более низкими содержаниями Ca и Sc; 6) на один-два порядка более низкими концентрациями Ba; 7) примерно на два порядка более низкими содержаниями Mg и Sr. Этот типичный высокощелочной химический состав обусловлен экстремальным фракцио-

* Разновидность инигматита — $\text{Na}_4\text{Fe}_{10}\text{Ti}_2[\text{O}_4(\text{Si}_2\text{O}_6)]_6$, богатая натрием.—
Прим. пер.

Химические составы (массовая доля, %) и CIPW-нормативные составы щелочных базальтов Аукленда и пантеллеритов Майор-Айленд в сравнении с риолитами вулканической зоны Таупо (а) и выборочные содержания рассеянных элементов (в г/т) в пантеллеритах Майор-Айленд и риолитах вулканической зоны Таупо (б)

Элемент	а				б		
	1	2	3	4		5	6
SiO ₂	44,8	53,10	73,4	74,22	Rb	143'	108
Al ₂ O ₃	13,86	15,85	9,05	13,27	Cs	5,5	3,3
Fe ₂ O ₃	2,91	4,3	2,35	0,88	K/Rb	249	249
FeO	9,63'	6,3	3,80	0,92	Sr	2	125
MnO	0,17	0,22	0,19	0,05	Ba	21	870
MgO	11,07	2,79	<0,01	0,28	Sc	0,8	4,7
CaO	10,16	7,14	0,21	1,59	Общие РЗЭ	488	123
Na ₂ O	3,19	4,6	6,20	4,24	Eu	1,5	1,0
K ₂ O	1,09	2,09	4,25	3,18	Th	20,2	11,3
Ta ₂ O ₅	1,96	2,04	0,15	0,28	U	6,0	2,5
P ₂ O ₅	0,55	0,63	0,01	0,05	Nb	72	5,6
H ₂ O ⁺	0,73	0,6	0,15	0,80	Sn	6,5	1,3
H ₂ O ⁻	—	0,7	—	0,23	Mo	18,3	2,6
CO ₂	—	—	0,21	—	Zr	1250	160
S	—	—	0,02	—	Hf	19,5	4,5
Сумма	100,0	100,36	99,99	99,99			
Q	—	1,6	32,0	33,8			
c	—	—	—	0,1			
or	6,5	12,5	25,2	19,0			
ab	12,7	39,3	23,0	36,3			
an	20,4	16,6	—	7,6			
pe	7,8	—	—	—			
ns	—	—	5,1	—			
ac	—	—	6,8	—			
di	21,6	12,3	0,9	—			
hy	—	6,1	6,7	1,3			
ol	22,3	—	—	—			
mt	3,7*	6,3	—	1,3			
il	3,8	3,9	0,3	0,5			
ap	1,3'	1,5	0,02	0,1			
Значение M	61,4	32,4	0,3	22,1			

Примечание. 1 — средний состав щелочного базальта, Аукленд (по Е. Сearle); 2 — трахибазальт, Майор-Айленд (по А. Эварту); 3 — пантеллерит, Майор-Айленд (по А. Эварту); 4 — средний риолит вулканической зоны Таупо (по А. Эварту и Дж. Стипу); 5 — средние содержания выборочных рассеянных элементов в пантеллеритах Майор-Айленд (по А. Эварту); 6 — средние содержания выборочных рассеянных элементов в риолитах вулканической зоны Таупо (по А. Эварту).

* Fe₂O₃/(Fe₂O₃+FeO) пересчитано на 0,2.

нированием вначале темноцветных силикатных минералов, затем плагиоклаза и, наконец, анортоклаза (более калиевого по составу, чем магма). Возможным ключом к выяснению магматического родства пантеллеритов является присутствие на о. Майор-Айленд включений порфировых трахибазальтов, содержащих фенокристаллы лабрадора, оливина, титанавгита и щелочного полевого шпата, что может указывать на щелочной базальт с умеренным содержанием щелочей как родоначальную породу. А. Эварт и другие допускают, что могли иметь место некоторые дополнительные дифференциационные процессы (например, газовый перенос), кроме того, постэруптивная дифференциация могла привести к частичному изменению химического состава лав.

Следовательно, в пределах радиуса менее 150 км можно обнаружить современные примеры известково-щелочных образований, преимущественно риолитового состава, но среди которых присутствуют серии, содержащие породы, меняющиеся по составу от андезита, через дацит до риолита, с отчетливо повышенной концентрацией калия по сравнению с андезитами, щелочными базальтами океанического типа и высокощелочными риолитами. Если бы мы должны были рассмотреть среди вулканических пород, изверженных в течение неогена, временной интервал, который, вероятно, было бы нелегко установить методами изотопного датирования среди фанерозойских и более древних образований (все упомянутые выше типы пород), то мы могли бы обнаружить их в пределах еще меньшего радиуса, порядка 60 км. Это полезно для осознания сложного характера вулканизма ОПСЗ.

5.2.8. Провинция Бассейнов и Хребтов

Провинция Бассейнов и Хребтов в ее наиболее классическом проявлении в шт. Невада, юге Айдахо, западе Юта, юго-востоке Калифорнии и юге Аризоны выделяется очень четко и характеризуется многочисленными короткими параллельными горными хребтами, протягивающимися приблизительно с севера на юг и круто возвышающимися на 1000 м или имеющими более пологие округлые склоны. Эта топография является следствием наклона блоков, залегающих между многочисленными вертикальными разломами, которые местами пересекают и наклоняют более древние блоки и разломы. У. Торнбури в работе, опубликованной в 1965 г., подчеркивает следующие особенности этого района: 1) значительную ширину провинции (1100 км) у мексиканской границы; 2) постепенный характер перехода к плато Колорадо на востоке; 3) то, что хребты Сьерра-Невада и Васатч, очевидно, ограничивающие типичный район провинции Бассейнов и Хребтов шириной 800 км на востоке и западе соответственно, на более высоких широтах сами могут рассматриваться как чрезвычайно крупные разломные блоки, при некоторых обобщающих структурных построениях; и 4) то, что разломы аналогичного характера и направления простираются на север в шт. Орегон. Конечно, это следует и из работ

Дж. Гиллули, а также Р. Кристиансена и Ф. Липмана [39], которые показали все еще широкое распространение разломов, характерных для провинции Бассейнов и Хребтов, например к северу, в штатах Айдахо и Монтана, включая структуры к востоку от плато Колорадо, такие как рифтовая долина Рио-Гранде.

Для шт. Невада известно, что: континентальная кора тонка, местами имеет мощность около 20 км; тепловой поток высок; в пределах подстилающей мантии плотности низки и скорости сейсмических волн понижены (т. е. самые верхние части мантии здесь имеют свойства низкоскоростного слоя) и общее латеральное растяжение вследствие многочисленных вертикальных разломов очень велико — достигает 90 км.

На основании результатов работ начала 70-х гг. выявлено достаточно сложное строение рассматриваемого района [39]: андезитовый вулканизм (сопровождающийся в некоторых районах кварц-диоритовыми до адамеллитовых интрузивными породами, обнаженными в настоящее время) ассоциирует на последних стадиях с продолжительными и мощными извержениями игнимбри-тов и, вероятно, был проявлен повсеместно после начала движений по вертикальным разломам, а позднее следовали извержения бимодальной базальт-риолитовой серии. Было также установлено, что эти изменения характера вулканизма были диахронными и произошли сначала в центральной части Невады и, очевидно, являются более молодыми по периферии. Эта последовательность магматической активности в сочетании с нашими знаниями о мегатектонических режимах на данный момент плюс важные выводы по недавнему прошлому приводят к убедительной интерпретации истории этого района.

1. Широко распространенная андезитовая эруптивная деятельность ОПСЗ имела место в течение палеогена; диаграммы K_2O — глубина позволяют предполагать, что здесь могли быть две пологопадающие зоны субдукции, более восточнее подстилающиеся щелочно-известковыми андезитами, такими как в районах гор Сан-Жуан, расположенных на непривычном расстоянии внутри суши от западного побережья Северной Америки; плато Колорадо могло представлять континентальный эквивалент наблюдаемого вулканически неактивного промежутка желоб — дуга в современных системах желоб — островная дуга.

2. Субдукция вдоль западного края Северо-Американской плиты, периодически прекращавшаяся в середине палеоген-неогена, связана со временем совмещения сегментов Восточно-Тихоокеанской системы хребтов, ограниченных трансформными разломами с краем Американской плиты, в сочетании с возможным значительным изменением в относительном движении плит в раннем миоцене; эруптивная деятельность продолжалась над субдуцированной ранее литосферой и была проявлена сравнительно диахронно с изменением в сторону массивных игнимбритовых извержений [39].

3. Спустя некоторое время начался значительный энциалический задуговой спрединг (особенно над районом, в котором, по расчетам, располагалась ранняя зона субдукции), сопровождавшийся извержениями базальтов и небольшими количествами риолитов. До сих пор горячо обсуждается вопрос о том, является ли это результатом своего рода спускового механизма растяжения, действующего на предварительно «размягченный» пояс во время возникновения и прохождения андезитовых магм, или это влияние «горячей точки», отражающее физическое перекрытие Американской плитой восходящего мантийного потока, ранее действовавшего на Восточно-Тихоокеанское поднятие, или просто отражает главное изменение в относительном движении плит, по расчетам, начавшееся в раннем неогене.

Какой бы ни была основная причина или причины (сочетание перечисленных выше механизмов не может считаться невозможным), энциалический спрединг создает характерный субрежим вулканической активности ОПСЗ, параллелизирующийся с современной геологической летописью провинции Яньюнь в КНР, вплоть до отчетливо выделяющихся районов Северной Исландии и Новой Зеландии (см. разд. 5.2.7). Необходимо охарактеризовать некоторые особенности магматизма, а именно: природу игнмбриотов, проявляющихся по мере затухания андезитового вулканизма, тип базальтов, извергавшихся позднее, и характер риолитовых пород, ассоциирующих с этими поздними базальтами.

Игнмбриоты шт. Невада покрывают площадь около $1,5 \cdot 10^5$ км², и их общая мощность местами достигает 1000 м. Отдельные залежи этих пород имеют среднюю мощность 60 м; иногда они прослеживаются на значительные расстояния — до 150 км. Хорошо известно, что анализы игнмбриотов малоинформативны из-за влияния дифференциации при селективном отсеивании осколков пород от кристаллов во время извержения и миграции щелочей, сопровождающей первичную диветрификацию, а также из-за включений различных количеств обломков пород, меняющихся по размеру при движении вниз, до частиц, которые легко различимы только под микроскопом. По Е. Куку, объемная доля кристаллов в игнмбриотах шт. Невада варьирует от 5 до 65 %, среди них присутствуют кварц, со слабопроявленным волнистым угасанием, санидин, плагиоклаз и биотит, редко роговая обманка, авгит и гиперстен — типичная известково-щелочная петрография.

Более поздний базальтовый вулканизм представлен: 1) базальтами; 2) дифференцированными сериями щелочных базальтов и бимодальными ассоциациями базальтов и высококремнистых риолитов [39]. В полях базальтов присутствует много толеитов и небольшое количество щелочных базальтов; они протягиваются в шт. Орегон, где представлены платобазальтами равнин Снейк-Ривер, — район, для которого обсуждается возможное отклонение мантийного потока. В состав дифференцированных серий щелочных базальтов входит некоторое количество высокощелочных риолитов — преимущественно продуктов фракционирова-

ния родоначальной магмы трансщелочного состава. Риолитовые игнимбриты, переслаивающиеся с базальтовыми потоками в Йеллоустоне, в противоположность как высокощелочным риолитам, так и более ранним известково-щелочным игнимбритам, обладают высокими концентрациями кремнезема и содержат фаялитовые и геденбергитовые фенокристаллы, что свидетельствует об истории интенсивного фракционирования родоначальной толеитовой магмы. Ассоциация этих базальтов и других типов пород — отдельный сложный вопрос в проблеме энсиалического задугового спрединга.

5.2.9. Латеральные вариации в составе родоначальных магм ОПСЗ, включая щелочные базальты, на примере пород Малых Антильских островов

Гренада, самый южный крупный остров вулканической островной дуги Малых Антильских островов (рис. 41), демонстрирует необычную серию базанитоидов и щелочных базальтов, андезитобазальтов, андезитов и дацитов вместе с нодулями основных и ультраосновных кумулатных пород. Как сообщает Р. Кауторн [36], «Очевидно, имеется полная химическая и петрографическая связь между этими различными типами пород», таким образом, можно обоснованно рассматривать их как магматическую серию. «Этот необычный ряд, в котором жидкость мигрирует через низкобарический термический раздел оливин — клинопироксен — плагиоклаз от критически недосыщенных составов, интерпретируется, исходя из экспериментальных и химических данных, как результат кристаллизации амфибола при давлении воды в несколько килобар». Обилие амфибола в некоторых включениях также подтверждает этот вывод. Содержание (массовая доля) кремнезема для четырех проанализированных амфиболов из вулканических обломков соседнего о. Сент-Винсент группируется вокруг 41 %; следовательно, фракционирование материала этого состава может заключаться в обогащении кремнеземом остаточных расплавов, как это можно было бы предполагать по модели фракционирования для образования большого количества андезитов и более кислых членов орогенной андезитовой серии. Удивительные результаты, полученные на о. Гренада, подтверждаются в более широком контексте, при рассмотрении геохимии 1518 образцов пород, преимущественно моложе миоцена, с 15 наиболее крупных островов по всей 700-километровой длине вулканической дуги Малых Антильских островов. Зона субдукции, падающая к западу под углом около 40°, подстилает все эти активные или недавно активные вулканические острова, примерно на одном и том же расстоянии по вертикали (примерно 100 км), это минимальное расстояние, на котором обычно проявляется вулканическая активность и определяющее вулканический фронт. Хотя вся ассоциация вулканических пород Малых Антильских островов характеризуется приемлемо низкими содержаниями калия, имеются от-

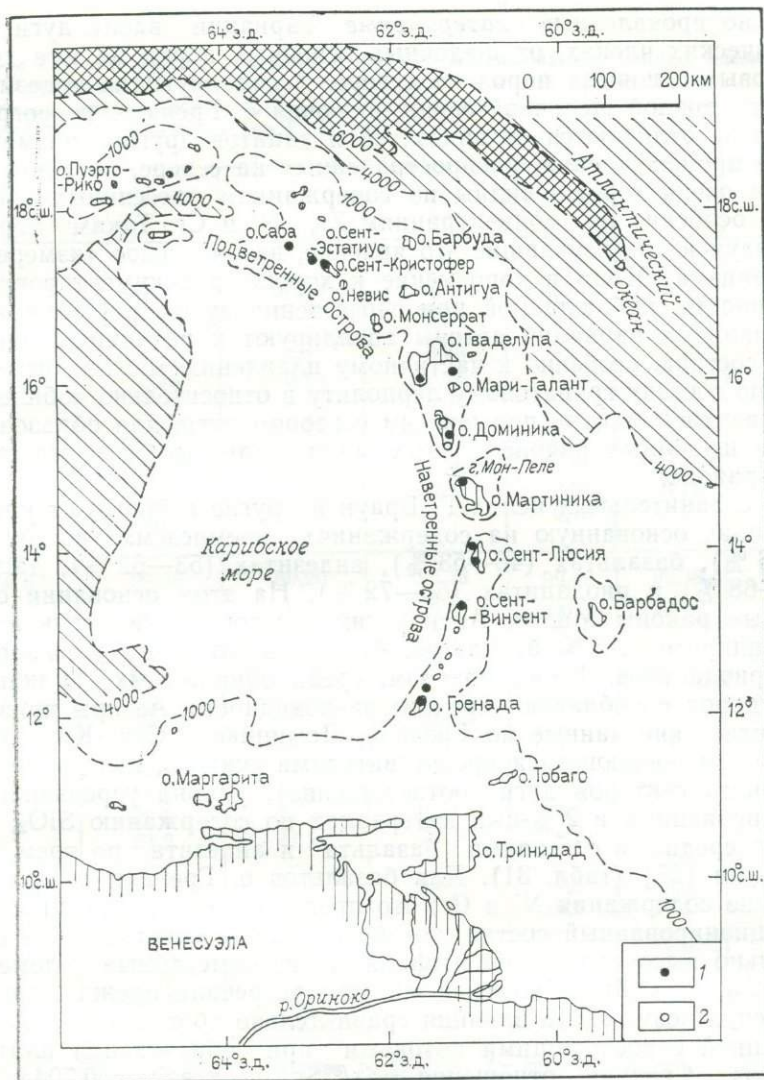


Рис. 41. Карта, на которой показано расположение островной дуги Малых Антильских островов (представленной Подветренными и Наветренными островами) и соседних районов.

Вулканическая дуга хорошо прослеживается по примерам исторической и современной вулканической деятельности. На о. Барбадос не известны проявления современного вулканизма. Типичная троговая батиметрия (дана в морских саженях) замаскирована осадочным покровом, протягивающимся от р. Ориноко, но главная ось отрицательной гравитационной аномалии проходит через о. Барбадос и параллельно вулканической дуге 1 — исторические и современные извержения вулканов; 2 — сольфатарная и фумарольная деятельность вулканов

четливо проявленные *латеральные* вариации вдоль дуги, в ее мафических членах, от щелочных основных пород на юге до толеитовых основных пород на севере. Ассоциирующие андезиты и дациты южной щелочной серии, включая о. Гренада, петрографически не отличаются от андезитов и дацитов другого магматического происхождения, распространенных на севере, хотя эти различия очень хорошо видны по содержаниям рассеянных элементов, особенно по концентрациям Zr, Ni и Sr. Таким образом Г. Браун и др., изучавшие это явление, вводят новое «измерение» вулканизма ОПСЗ в дополнение к хорошо задокументированной полярности, наблюдаемой при пересечении дуги. Для объяснения латеральных вариаций авторы апеллируют к различиям мантийного состава, особенно к частичному плавлению мантии, отвечающей по составу гранатовому лерцолиту в относительно «обильной» зоне верхней мантии под южным сектором дуги, для образования более щелочных родоначальных магм, которые извергаются в этом районе.

В сравнительных целях Г. Браун и другие используют классификацию, основанную на содержаниях кремнезема в пикритах (<48 %), базальтах (48—53 %), андезитах (53—62 %), дацитах (62—68 %) и риодацитах (68—72 %). На этом основании обнаженные районы Малых Антильских островов насчитывают до 4 % пикритов, 13 % базальтов, 42 % андезитов, 39 % дацитов и 2 % риодацитов. Таким образом, среди обнаженных вулканических пород преобладают средние разновидности. Авторы приводят аналитические данные по Гренаде, Доминике и Сент-Кристоферу (островам, являющимся представителями южного, центрального и северного секторов дуги соответственно), удобно усредненных и ранжированных в 2 %-ных интервалах по содержанию SiO₂, вместе со средними составами базальта и андезита по трем этим островам [27] (табл. 31). Для базальтов о. Гренада характерны высокие содержания Ni и Sr, что предполагает примитивный, нефракционированный состав, который, однако, сочетается со сравнительно высокими концентрациями несовместимых элементов (Rb, Ba, Sr и Zr) и который мы уже встречали прежде, при обсуждении возможного влияния сравнительно обогащенной мантии, связанной с восходящими потоками при образовании платобазальтов. Средние отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr составляют 0,7048 для южных островов и 0,7038 для центральных и северных; отличия, которые по своему количеству и составу аналогичны данным по Исландии, не являются несовместимыми с предполагаемым петрогенетическим механизмом различных мантийных источников.

Вариационная диаграмма сумма щелочей — кремнезем для трех данных серий отчетливо показывает, что серия о. Гренада пересекает поле щелочных пород и направлена к субщелочному полю. Различия между сериями островов Доминика и Сент-Кристофер (обе попадают в субщелочное поле) незначительны; отсутствуют различия между ними на диаграмме *AFM*. Содержания K₂O самые низкие в серии о. Сент-Кристофер (представляющей

Средние составы (% для оксидов и г/т для отдельных рассеянных элементов) и CIPW-нормативные составы для трех базальтов и трех андезитов со сравнимыми содержаниями SiO₂ островов Гренада, Доминика и Сент-Кристофер, Малые Антильские острова (по Г. Брауну)

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	51,02	50,90	51,13	58,84	59,07	59,15
Al ₂ O ₃	17,73	19,83	19,77	17,54	17,60	17,57
Fe ₂ O ₃	2,24	2,51	2,32	1,70	1,94	1,91
FeO	6,22	6,97	6,43	4,71	5,38	5,30
MnO	0,16	0,19	0,18	0,14	0,16	0,18
MgO	6,23	3,74	3,92	2,94	2,51	2,60
CaO	10,44	11,10	11,09	7,39	7,67	7,66
Na ₂ O	3,24	2,50	3,00	3,85	3,03	3,52
K ₂ O	0,94	0,49	0,36	1,51	1,19	0,62
TiO ₂	0,86	0,85	0,98	0,65	0,71	0,70
P ₂ O ₅	0,18	0,12	0,10	0,18	0,12	0,11
Сумма	99,26	99,20	99,28	99,45	99,38	99,32
Rb	23	16	5	43	46	13
Ba	398	105	126	546	220	174
Sr	738	310	290	877	287	284
Zr	96	44	65	169	102	96
Ni	129	36	11	66	38	3
V	215	Н. о.	235	140	Н. о.	110
Cr	285	109	17	152	133	17
Q	—	3,9	2,3	10,1	15,2	14,6
or	5,6	2,9	2,1	9,0	7,1	3,7
ab	27,6	21,3	25,6	32,8	25,8	30,0
an	31,3	41,8	39,7	26,3	31,1	30,5
ne	—	—	—	—	—	—
di	16,0	10,7	12,4	7,8	5,3	5,8
hy	8,3	13,8	12,4	10,0	11,1	11,0
ol	5,9	—	—	—	—	—
mt	3,3	3,7	3,4	2,5	2,8	2,8
il	1,7	1,6	1,9	1,2	1,4	1,3
ap	0,4	0,3	0,2	0,4	0,3	0,3
Значение M	57	41,5	44,5	45	38	39

Примечание. 1 — средний базальт, о. Гренада; 2 — средний базальт, о. Доминика; 3 — средний базальт, о. Сент-Кристофер; 4 — средний андезит, о. Гренада; 5 — средний андезит, о. Доминика; 6 — средний андезит, о. Сент-Кристофер.

северный сектор), имеющей типичный характер островодужных толеитов. Определение авторами центрального сектора как известково-щелочного в противоположность южным щелочным сериям и толеитовым северным не совсем четко вырисовывается в сравнении с северной серией. Они все же не присвоили центральной серии название по родоначальной основной магме, как это сделали для двух остальных. В свете авторской демонстрации петрографического сходства преобладающих средних членов всех трех

серий становится ясно, как термин *известково-щелочной* стал отождествляться со средними вулканическими породами зон ОПСЗ, имеющими различное происхождение.

5.2.10. Вулканизм Центральных Анд: грандиозные андезитовые и риолитовые извержения без основных пород

Анды образуют протяженную горную цепь длиной около 6500 км, отчетливо располагающуюся над падающей к востоку зоной Беньофа. Однако в деталях строение этой цепи сложно и она может быть подразделена по своему простираению на ряд тектонических сегментов с различным характером и возрастом эруптивной деятельности и связанными с ней рудными месторождениями. Имеются доказательства того, что поперечные границы этих отчетливо выделяющихся сегментов могут быть кардинальным образом связаны с прерывистостью подстилающей зоны Беньофа.

Позднекайнозойская вулканическая деятельность приурочена главным образом к трем таким сегментам: 1) северная зона в Колумбии и Эквадоре, между 5° с. ш. и 2° ю. ш.; 2) центральная зона, приближенная к границе между Северным Чили и Аргентиной, но простирающаяся также в южную часть Перу и Боливию, между 15° и 27° ю. ш.; и 3) южная зона в Центральном и Южном Чили, между 33° и 44° ю. ш.

Центральная зона, рассматриваемая здесь, имеет протяженность около 1100 км при ширине примерно 100—200 км. В ней зафиксированы два позднекайнозойских вулканических эпизода: более поздние серии риолитовых до риодацитовых игнимбритов (риолитовая формация), образовавшиеся 12—2 млн лет назад, и более молодые серии андезитов (андезитовая формация), изверженные из стратовулканов в плейстоцене и голоцене. Количество молодых, в настоящее время преимущественно потухших, стратовулканов достигает примерно 600, это район самой большой концентрации таких вулканов на Земле. Пояс молодых андезитовых пород имеет ширину не более 30—50 км и локализован вокруг вытянутой цепи вулканов. Риолитовые породы распространены на значительно большей территории благодаря способу их извержения и покрывают площадь порядка $1,5 \cdot 10^5$ км². Никакие базальтовые породы нигде не были обнаружены в ассоциации с этими молодыми вулканическими породами.

Породы Андезитовой формации обладают соответствующими содержаниями кремнезема (массовая доля SiO_2 52,5—64,5 %) и получили названия кварцсодержащих андезитов, латитандезитов, кварцсодержащих латитандезитов и кварцсодержащих латитов. Фенокристаллы представлены плагиоклазом, обычно лабрадором с обратной и плавной зональностью, большим количеством стекловатых включений и в основном двумя пироксенами — гиперстенем и авгитом. Одни породы содержат оливин, в большинстве случаев с корродированными ядрами, а другие — роговую обманку и (или)

биотит. Х. Пичлер и У. Зейл относят эти породы в основном к высококальциевой группе: рассмотрение их аналитических данных показывает, что значение K_{55} довольно высоко — массовая доля K_2O 1,6 %.

Игнимбриды риолитовой формации высокоглиноземисты. Они обладают содержаниями рассеянных элементов, согласующимися с геохимией андезитов, хотя концентрации Si в некоторых риолитах неожиданно высоки, как и Zr для большинства этих пород.

Х. Пичлер и У. Зейл отдают предпочтение андезитовой первичной магме, образовавшейся при частичном плавлении нижнекорового материала. Однако Д. Джеймс и другие [114] на основании преимущественно изотопных стронциевых данных полагают, что родоначальная магма возникла в результате частичного плавления мощной литосферы; отсутствие основных членов в серии может быть объяснено продолжительным фракционированием во время подъема родоначальной магмы сквозь мощную и, следовательно, относительно холодную литосферу.

На примере Центральных Анд видно, что вулканизм ОПСЗ ни коим образом не является постоянно-устойчивым явлением, а скорее эпизодом и параксизмом, даже в масштабе геологического времени, как это демонстрируют зональность современной вулканической деятельности и возраста вулканических продуктов в описанном районе.

Некоторые авторы упрощенно разделяют вулканическую активность на «андийский» и «островодужный» типы, связанные с субдукцией под континентальную или океаническую кору соответственно. Однако состав магматических продуктов варьирует не только между, но и в пределах каждой обстановки, и, может быть, более существенное значение будет иметь дробное деление, проведенное Дж. Уилсоном [226] и основанное на относительных скоростях движения литосфера — мезосфера.

5.3. ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ, ОЧЕВИДНО, СФОРМИРОВАВШИЕСЯ ВО ВРЕМЯ ЭРУПТИВНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В ОПСЗ

При выделении магматических серий и увязывании их с новыми глобальными тектоническими режимами внимание, естественно, акцентируется на преимущественно современных лавах: не только потому, что они могут представлять состав жидкостей и, следовательно, характер их изменения при кристаллизации, но также и потому, что вследствие своей молодости они, очевидно, в меньшей степени подверглись вторичным изменениям и могут более легко и точно быть увязаны с тектонической обстановкой во время их формирования. Обнаженные интрузивные породы, естественно, древнее, и, таким образом, их точная привязка к расчетным движениям плит, восходящим мантийным потокам и т. д. во время их образования, может оставаться до некоторой степени сомнительной (например, вскрытые неогеновые, даже

плейстоценовые субвулканические интрузии, известные в Афаре, гора Кения и о. Бугенвиль). Однако раз уж интрузивные породы, образующие значительную часть офиолитовой серии, являются ее показателем, то и отчетливо распознающиеся ассоциации интрузивных пород, широко развитые в той обстановке, которую мы с полным основанием определяем как условия ОПСЗ, могут быть ее индикатором. Однако стоит предостеречь читателя, что петрогенезис многих пород, описанных ниже, трактуется в достаточной степени вольно.

5.3.1. Низкокалийевый островодужный плутонический комплекс Танзава

Одним из пяти плутонических комплексов, образовавшихся в условиях ОПСЗ, очевидно, непосредственно сравнимым с наблюдаемыми экструзивными породами ОПСЗ, является комплекс Танзава, расположенный недалеко от восточного края о. Хонсю (Япония). Эти плутонические породы миоценового возраста обнажаются на юге региона Фосса-Магна, который структурно образует северную часть Идзу-Бонинской дуги. В петрографическом отношении породы представлены оливновыми, пироксеновыми и роговообманковыми габбро, диоритами, тоналитами и лейкократовыми трондьемитами. Первичные отношения изотопов стронция этих пород ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)^o располагаются между значениями 0,703—0,704 и неотличимы от аналогичных значений современных вулканических пород Идзу-Бонинской дуги. Учитывая отсутствие К-полевого шпата, содержания К₂О очень низки (значение К₅₅, выведенное при обзоре аналитических данных, составляет около 0,3 %). Эти породы до некоторой степени сравнимы с серией Вити-Леву, острова Фиджи [80] и могут с полным основанием рассматриваться как плутонический эквивалент островодужной толеитовой серии.

5.3.2. Ультраосновные породы типа трубок Аляски

Почти свыше 30 минералогически однотипных ультраосновных тел раннемелового возраста трубкообразной формы обнаружено в пределах пояса шириной 40 км, протяженностью около 550 км между 54° 30' и 59° 30' с. ш. на юго-востоке Аляски. В большинстве случаев ультраосновные трубки внедрены в сильнометаморфизованные (от амфиболитовой до гранулитовой фации) однотипно удлиненные комплексы габбро, норитов и диоритов повсеместно субщелочного характера. Отдельные трубки имеют весьма значительные размеры. Например, обнаженные площади восьми крупнейших трубок составляют от 5 до 30 км².

Ультраосновные породы, резко отличаясь от вмещающих магматических пород по минералогии, состоят из оливина, хромита, кальциевого авгита, магнетита и роговой обманки и практически не содержат гиперстена или плагиоклаза. Типы пород, постоянно

повторяющиеся в различных трубках, представлены дунитами, перидотитами, оливиновыми клинопироксенитами и роговообманково-магнетитовыми клинопироксенитами. Устанавливается зональный характер (хотя часто неполный и прерывистый) в строении трубок: центральные части сложены дунитами, переходящими в роговообманковые клинопироксениты краевых частей. Достоинством является то, что пояс, содержащий аналогичные ультраосновные трубки девонского возраста, известен на Урале. Как отмечает Х. Тейлор, «...эти образования имеют так много общего с южно-аляскинскими, что большинство описаний являются однотипными». В связи с такой аналогией, вероятно, довольно удивительно, что практически отсутствуют описания примеров таких пород из других районов.

Парагенезисы минералов и их составы, например содержания форстеритового компонента в оливинах, позволяют считать дуниты самыми высокотемпературными образованиями; таким путем трубки представляют явно аномальный характер кристаллизации, направленный от центра к внешним частям. Эта особенность плюс очевидные интрузивные контакты позволили Х. Тейлору предположить последовательные внедрения магмы различного состава, начинавшиеся с пироксенитовых магм и завершавшиеся дунитовыми магмами.

Детальная и хорошо иллюстрированная работа Т. Ирвина [107] посвященная комплексу Дьюк-Айленд, одной из крупных, хорошо обнаженных и доступных трубок, позволяет предполагать другой способ образования. Он доказывается изучением обнаженного разреза пород, в которых наблюдается следующая последовательность кристаллизации минералов из родоначальной магмы: первым выделяется оливин с небольшим количеством хромита, затем очевидно следует продолжительный период котектической кристаллизации оливина и клинопироксена и, наконец, происходит образование клинопироксена и магнетита. Большая часть пород является кумулатами (хотя кумулатные структуры местами изменены в результате перекристаллизации), проявляющими черты синкристаллизационного осаждения: такие как слоистость, гравитационная слоистость, оползание, косая слоистость, «внутриформационное брекчирование» и вхождение в значительной степени брекчированных блоков в более молодую кумулатную серию, что, предположительно, свидетельствует о сильном воздействии течения*. Во время эволюции серии увеличивается роль роговой обманки в качестве интеркумуляусной фазы, она также частично замещает первичный клинопироксен, но, вероятно, сама не является кумулятивным минералом, поэтому ее название не фигурирует в кумулятивной номенклатуре пород, даже когда содержание роговой обманки становится значительным.

* Эти «магматические» осадочные особенности удивительно напоминают слабосортированные, массивные косослоистые разрезы эпикластических гялотуфов и брекчированного материала пиллоу-лав на флангах хребтов Моберг в Исландии, образовавшиеся в результате сильного течения.

Хотя прямые доказательства (например, состав краевого закаленного материала) отсутствуют, Т. Ирвин [107] отмечает существенные различия между соответствующими составами *кумулята* и *магмы* и показывает, что апелляция к различным ультраосновным жидкостям невозможна, конечно, как и к их смесям в различных соотношениях. Он обращает особое внимание на трудности оценки состава магмы только по кумулатной серии прибегает к некоторым логическим обобщениям. В родоначальной магме активность кремнезема, очевидно, была низка, низки были и содержания TiO_2 , о чем свидетельствуют низкие содержания титана в авгитах, а содержания Al_2O_3 не обязательно были низкими, так как, несмотря на отсутствие плагиоклаза, роговые обманки и некоторые авгиты обогащены алюминием. Высокие значения парциального давления воды и фугитивности кислорода могут быть выведены исходя из обилия роговой обманки и относительно раннего появления магнетита в качестве кумулатной фазы. Делается вывод о том, что родоначальная магма была критически недосыщенной щелочной ультраосновной магмой, примитивной в смысле своей обогащенности MgO и, возможно, принадлежала к распространенной неподалеку серии экструзивных «обогащенных калием анкарамитов» юрского или мелового возраста, ассоциация фенокристаллов которых представлена оливином, авгитом и магнетитом [107]. Современное относительное положение масс дунинов, оливиновых клинопироксенитов и т. д., хотя и объясняется отчасти тем, что они входят в состав сложнопостроенной, косослойной и разбитой разломами кумулатной серии, по мнению Т. Ирвина, связано с «диапировым повторным внедрением грубого стратиформного интрузива» или является результатом длительного подъема магмы с глубоких уровней, или связано с тектоническим сжатием.

К. Муррей [147] подвергает сомнению существование родоначальной ультраосновной щелочной магмы и предполагает, что родоначальная магма была сродни обогащенному оливином толиту и что аляскинские трубки представляют собой просто подводящие каналы андезитовых вулканов. Среди доказательств, рассмотренных им в подтверждение этой интерпретации, следующие: 1) вероятно, неудачная пространственная ассоциация протяженного пояса трубок с большим количеством субщелочных габброидных и норитовых пород, а также с поясом экструзивных пород мелового возраста, представленных в основном андезито-базальтами; 2) экспериментальные работы показали, что при достаточно высоком P_{H_2O} жидкости состава оливинового толита могут дать последовательность кристаллизующихся фаз: оливин — клинопироксен — роговая обманка, образующиеся ранее плагиоклаза; 3) внимание привлекает отсутствие в породах аляскинских трубок биотита, который установлен при экспериментальных работах в качестве продукта кристаллизации составов, отвечающих щелочному базальту при сходных высоких P_{H_2O} ; 4) присутствие в одной аляскинской трубке, комплекса Хоп, кристалли-

зационной последовательности: оливин — ортопироксен — клинопироксен с роговой обманкой и плагиоклазом, появляющиеся вместе на заключительных стадиях кристаллизации; последовательности также согласующейся с экспериментальными работами с толеитовыми расплавами при соответствующих, но более низких P_{H_2O} , чем упомянутые выше; 5) общий тренд клинопироксеновых составов пород аляскинских трубок несущественно отличается от тренда клинопироксенов, кристаллизовавшихся из толеитовых магм при различных значениях P_{H_2O} , и данные клинопироксены не обладают повышенными содержаниями натрия, характерными для клинопироксенов, кристаллизовавшихся из щелочных основных магм.

Каким бы ни было решение по поводу установления точной магматической принадлежности данных аляскинских трубок, нельзя отрицать, что их локальное образование определяется продолжительной субдукцией. Можно было бы задать вопрос: почему аналогичные типы пород не характерны для вскрытых областей, в которых был проявлен андезитовый вулканизм? Одной из причин очевидной редкости таких пород может быть то, что экспериментальные работы указывают на высокие давления и соответственно значительные глубины их образования, что определяет сравнительную редкость их обнажений.

5.3.3. Прибрежный батолит Перу

Описание батолита Перу, внушительно обнажающегося в районе гористого пустынного рельефа, основано на нескольких недавних статьях В. Питчера и его коллег [167]. Батолит обнажается в вытянутом поясе, расположенном параллельно имеющемуся желобу, береговой линии и Андийской кордильере. Он имеет длину около 1600 км, ширину 50 км и вероятную мощность до 15 км, состоит примерно из 800 отдельных картируемых плутонов и бесчисленного количества небольших интрузий. Возраст интрузивных пород колеблется от 30 до 100 млн лет. Они пространственно совпадают с двумя группами вулканических пород, совпадающими по возрасту с плутоническими породами: 1) более древняя группа Касма, представленная подводными андезитовыми лавами, иногда обладающими шаровой отдельностью, вулканогенными осадками с большим количеством сланцев и, по палеонтологическим данным, относящихся к альбу (около 100 млн лет); 2) более молодая группа Калипью палеогенового возраста, несогласно залегающая на слабдеформированных породах группы Касма, представленная субаэральными андезитами, дацитами, риолитами с некоторым количеством игнимбритов и связанных с ними осадков. Полевые наблюдения позволяют считать, что плутонические породы Прибрежного батолита являются интрузивными эквивалентами, по крайней мере частично, этих экструзивных пород и частью полной ассоциации, образовавшейся над зоной Беньофа. На основании подсчетов по обнаженным областям центрального

сегмента Прибрежного батолита соотношения (объемная доля) плутонических пород следующие: габбро и диоритов 16 %, тоналитов и гранодиоритов 58 %, адамеллитов 25,5 % и гранитов 0,5 %. Эти породы внедрялись, очевидно, в виде диапиров и активных интрузий, но с образованием последующих котлообразных провалов; конечно, в этом районе с высотой рельефа, достигающей 4500 м во всех деталях, великолепно проявлены эпизодические структуры (описания которых имеются в работе Дж. Миерса, опубликованной в 1975 г.).

Три непрерывных удлиненных сегмента вдоль обнаженной части Прибрежного батолита, имеющие длину около 200, 400 и 900 км, представлены разнообразными группами плутонических пород (супергруппами); разные ассоциирующие типы пород, интенсивность оруденения и т. д. могли возникать даже в пределах одной супергруппы в тот же временной интервал и с теми же содержаниями кремнезема, что и породы другой супергруппы. Различия могут быть связаны с прерывистостью зоны субдукции, подстилающей сегменты, во время аналогичного по способу внедрения, приводя к заметной прерывистости современной вулканической деятельности (см. разд. 5.2.10). В спектре интрузивных пород, образующих супергруппу, можно выделить небольшое количество характерных типов пород, «группы», которые представляют средний состав всего сегмента. Более того, в пределах различных комплексов в каждом сегменте может быть выделена однотипная последовательность внедрений интрузий, хотя их относительные количества до некоторой степени варьируют и возрастные интервалы могут отличаться. В некоторых плутонах может наблюдаться внутренняя дифференциация, происходившая на месте их становления, но общая временная последовательность от сравнительно основных до относительно кислых в каждом комплексе устанавливается отчетливо в течение временного интервала около 10 млн лет.

Что же касается магматического родства, то необходимо отметить тесную пространственную ассоциацию в пределах комплексов со значительным количеством основных пород относительно более раннего возраста. Эти породы представлены главным образом гиперстеновыми габбро±оливинами с большим количеством магматического амфибола, некоторые из них являются кумулятными. Исходя из этого можно было бы предполагать происхождение в результате дифференциации нескольких различных серий (фракционирование, модифицированное значительным объемом ассимиляции? — см. обсуждение интрузий Сьерра-Невады в гл. 1) из партий родоначальной основной магмы в течение интервала в 10 млн лет. Петрохимия пород Прибрежного батолита показывает, что они принадлежат к «I-типу» Б. Чаппелля и А. Уайта, так как имеют низкое молекулярное отношение $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ — менее 1,1, не содержат или содержат очень мало (массовая доля менее 1 %) нормативного корунда и обладают отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ в пределах 0,704—0,706. Эти

особенности побуждают к корреляции с образовавшимися из мантии жидкостями, прогрессивно модифицированными ассимиляцией корового материала. Напротив, гранитные породы неогеновой кордильеры Бланка, расположенной с материковой стороны по отношению к более древнему Прибрежному батолиту, имеют ограниченно высокие содержания кремнезема, меньшие количества мусковита и нормативного корунда, обладают отношениями $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ более 1,1 и более высокими первичными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$: это граниты «S-типа», которые Б. Чапель и А. Уайт считают преимущественно собственно коровыми с небольшой долей (или без) материала, полученного из мантии. Несмотря на это, было бы удивительно, если бы эти молодые породы, обнаженные только на небольших глубинах, представляли собой просто конечный продукт той же дифференцированной серии, что и породы Прибрежного батолита.

5.3.4. Медно-порфиновые руды

Термин *медно-порфиновые руды* настолько устоялся и общепринят, что приводить аргументы в пользу его применения вряд ли необходимо. Это определение достаточно гибко для характеристики всех примеров, хотя иногда это и затруднительно. Для геолога-практика этот термин характеризует крупное месторождение содержащее рассеянные концентрации меди и (или) молибдена, залегающие вокруг гранитного тела. В петрологическом аспекте это определение связано с близповерхностной известковощелочной интрузией, состав которой может меняться от среднего до кислого и в значительной степени подвергшейся вторичным изменениям.

Распространение медно-порфиновых месторождений хорошо коррелируется с береговой стороной ОПСЗ, приуроченных к деструктивным границам плит кругового Тихоокеанского пояса. Другие месторождения установлены в обстановках, сравнимых с ОПСЗ в пределах Альпийско-Гималайского пояса. Р. Силито [195] отмечает 110 проявлений таких руд на западе Америки, 20 в юго-западной части Тихого океана и еще 20 в Альпийско-Гималайском поясе и только две вне этих постпалеозойских орогенных поясов, а именно в Узбекистане и Казахстане, где какие-либо взаимоотношения, свидетельствующие о наличии древних деструктивных границ плит, не установлены. Таким образом, корреляция известных медно-порфиновых руд с установленными условиями ОПСЗ в момент их образования достаточно убедительна. Конечно, А. Сутулов в своей работе, опубликованной в 1974 г., идет дальше и полагает, что медно-порфиновые руды, древнее триасового возраста, отсутствуют и что все известные из них образовались в обстановке ОПСЗ.

Неоценимое значение имеют обобщение и синтез, основанные на классификации медно-порфиновых руд Дж. Лоуэлла и Дж. Джилберта [130], из которых в качестве обобщающей темы

следует отчетливый характер связи вторичных изменений и ассоциирующей минерализации. «Типичное» медно-порфировое месторождение будет связано с кварц-монцитонитовым или адамеллитовым порфировым штоком, имеющим в разрезе овальные очертания и размеры в плане около 1×2 км. Среди концентрических зон изменения, обычно имеющих форму вертикальных цилиндров, выделяются: 1) центральная, обогащенная калием зона в гранитных породах, где К-полевой шпат и биотит, сопровождаемые ангидритом, постоянно являются вторичными фазами и встречаются как в виде замещающих фаз, так и в виде наполнителей жил, сложенных пирогенными минералами; 2) «филлитовая» зона, расположенная ближе к периферии и несколько выше, отделенная от первой переходной зоной шириной только в несколько метров, характеризующаяся интенсивной серицитизацией; 3) самая внешняя «пропилитовая» зона, в которой как гранитные, так и вмещающие породы изменены в зеленосланцевой фации с обширным развитием зеленоватых минералов (хлорит, эпидот, актинолит) и с трудно устанавливаемой внешней границей измененных пород. Минерализация во внутренней, обогащенной калием зоне представлена рассеянными сульфидами (массовая доля Си более 0,3 %; отношение пирита к халькопириту равно 1 : 1); за ней следует зона, обогащенная пиритом (массовая доля 6—25 %), с низкими содержаниями меди, в общем совпадающая с филлитовой. Эти зоны, хотя и концентрируются вокруг магматического тела, не совсем связаны с его контактами; в среднем 70 % руды приходится на магматические и 30 % на вмещающие породы, но следует отметить, что первое значение может меняться от 10 до 100 %. Кроме зон минерализации, перечисленных в приведенном примере, могут встречаться широкие жилы, содержащие небольшие рудные столбы, плюс жилы с золотым и серебряным оруденением.

Следовательно, рудная минерализация, очевидно, объясняется характером вторичных изменений, в целом образуя оболочку частично внутри, частично вне интрузии. Минерализованная зона по форме обычно приближается к цилиндру, хотя встречаются также залежи в виде укороченных штоков и уплощенных перевернутых конусов. Температура в центральных частях измененной зоны, где стабильны К-полевой шпат и биотит, должна быть высока и могла быть достигнута на столь высоком коровом уровне во время охлаждения интрузии. Устанавливается непрерывный характер магматических, постмагматических и гидротермальных процессов во времени и пространстве. При пересечении контакта порфировая залежь — вмещающие породы отмечается телескопирование обычных минеральных зон на небольших расстояниях, а изотопные исследования свидетельствуют об очевидном участии грунтовых вод во вторичных процессах.

Интрузии, с которыми связаны проявления медно-порфировых руд, варьируют по составу от диорита до адамеллита, включая монцитониты, кварцевые монцитониты и гранодиориты. Их родона-

чальная магма, по-видимому, принадлежит к высококаалиевой андезитовой серии. Обычно характерно отсутствие пород более основных, чем диориты, а породы более кислые, чем адамеллиты, присутствуют в виде небольших интрузий. В некоторых интрузиях, кроме значительных вторичных и гидротермальных изменений, проявлены внутренняя дифференциация и зональность. Многие интрузии служат составными частями сложных комплексов, в которых последовательно внедряющиеся фазы обогащаются кремнеземом. Породы имеют типичные однородные текстуры, характерные для пассивных субвулканических плутонов. Структуры местами могут быть гранитные, но чаще порфиоровые. В некоторых районах можно наблюдать ассоциацию интрузий с одновозрастными вулканическими породами, сравнимыми с ними по составу. Детальные доказательства малых глубин образования медно-порфировых штоков весьма убедительны. Многие из интрузий достигают небольших глубин, где может проявиться пузыристая структура, типичная для субвулканических тел эксплозивных брекчий, для них типичны и друзитовые текстуры; некоторые интрузии имеют характер диатрем, а некоторые, очевидно, являются слепыми. Пузыристость обычно образуется после кристаллизации части интрузивного тела, что приводит к увеличению летучих компонентов в оставшемся расплаве и местами к эксплозивному разрушению закаленной оболочки интрузии. Потеря летучих из камер, в которых в магме образуются пузырьки, была неполной, о чем свидетельствуют обычные тонкозернистые или микрокристаллические структуры основной массы порфировых пород, а не реже встречающиеся стекловатые или фельзитовые структуры. Очень молодой возраст (1,11—1,24 млн лет) вскрытых плейстоценовых порфиритов Ок-Теди на Папуа — Новой Гвинее подтверждает чрезвычайно незначительные глубины образования этих пород, даже с учетом возможной ускоренной эрозии в этом районе. Сравнение многих месторождений и характер вариаций их состава с глубиной приводят к выводу о том, что медно-порфировые залежи формировались в пределах 3000 м от поверхности земли, что объясняет отчетливо выраженное телескопирование минеральных зон благодаря высокому температурному градиенту, устанавливающемуся в этих близповерхностных условиях между магмой, поднявшейся до высоких уровней, и холодными вмещающими породами.

Естественно, возникает вопрос о причинах образования медно-порфировых руд, и в первую очередь вопрос: как возникают столь высокие концентрации меди и (или) молибдена? Очень осторожные расчеты общего содержания металла (встречающегося как в рудоносных породах, так и ниже их), выраженного в виде части от массы магматических пород, в настоящее время простирающихся до глубины 3000 м, показывают, что его количество в несколько раз превышает средние содержания этого металла в аналогичных магматических породах. Поскольку однотипные медно-порфиоровые месторождения установлены в неодно-

родных вмещающих породах и в районах с различной мощностью коры и ее типом, образование руд в результате контаминации коровым материалом представляется маловероятным. Р. Силито [195] предполагает, что известково-щелочная магма могла случайно захватить большие количества меди и других металлов из пород погружающейся плиты более древней океанической коры. Если это является причиной образования месторождений медно-порфировых руд, то логично было бы ожидать сходных, аномально высоких содержаний металла в родственных лавах андезито-дацитового состава, однако такие высокие концентрации не установлены. Другое объяснение могло бы основываться на результатах экспериментальной работы Г. Кеннеди по равновесному распределению H_2O в магматической камере. Так, на небольших глубинах относительно высокие концентрации H_2O будут особенно сильно воздействовать на верхние части вертикального магматического тела. Если водяной пар высвобождается за счет процессов диффузии или образования пузырьков, то для поддержания равновесия необходимо дополнительное поступление H_2O , которая будет подниматься, пронизывая вещество магматической камеры до тех пор, пока оно остается в расплавленном или частично расплавленном состоянии, или, предположительно, закристаллизовано, но горячее. Эта H_2O может нести с собой соли и металлы и, таким образом, выщелачивать и переносить металлы в пределах более крупной магматической системы, чем та, которая доступна нашим наблюдениям в результате эрозии верхних горизонтов коры.

Почему все же интрузии сходного состава, возникшие в аналогичных условиях, не обладают если не промышленным характером минерализации, то по крайней мере аналогичным характером вторичных изменений? Почему месторождения медно-порфировых руд отсутствуют в домезозойской геологической летописи? Убедительных ответов на эти вопросы пока нет.

5.3.5. Другие способы внедрения батолитов

Обсуждение интерпретации петрографии, петрохимии, внутренней дифференциации и изотопного состава батолита Сьерра-Невады и других плутонических пород ОПСЗ уже рассматривалось в гл. 1. Имеющиеся данные требуют участия как материала мантийного происхождения, так и корового вещества для формирования плутонических серий магматических пород, например при образовании, очевидно, сравнимых с более древними, молодых батолитов Перу.

Однако генезис батолита Прибрежного хребта пров. Британская Колумбия интерпретируется с позиций ремобилизации сиалического корового материала, в основном исходя из синтеза У. Хатчисона [106]. Если это действительно так, то масштабы этого явления грандиозны — площадь обнажений пород батолита, образовавшихся, предположительно, в обстановке ОПСЗ, состав-

ляет около $12,5 \cdot 10^4$ км², где они приурочены к вытянутой зоне, простирающейся с севера на юг на расстояние около 1500 км. В отличие от Прибрежного батолита Перу, батолитов Южной Калифорнии и Сьерра-Невады габбро, конечно, здесь редки, но широко развиты мигматиты.

В целом мы видим, что горячо обсуждается не только петрогенезис различных вулканических продуктов, образовавшихся в условиях ОПСЗ, но и происхождение плутонических пород соответственно интерпретируется отнюдь не просто. Очевидно, это подходящее замечание для заключения по главам, посвященным оспариваемой и еще не полностью решенной задаче описания характерных серий магматических пород в их связи с установленными глобальными тектоническими режимами.

ГЛАВА 6

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ДОКЕМБРИЯ

6.1. ВВЕДЕНИЕ

Исходя из сведений, приведенных в гл. 2—5, очевидно, можно прийти к заключению о том, что имеется существенная связь между магматической деятельностью и как современным глобальным тектоническим режимом движения плит, так и неизбежно сопровождающей этот процесс, хотя и менее изученной, мантийной конвекцией. Один из главных вопросов состоит в том, в течение какого времени в прошлом, после фанерозоя, существовал аналогичный мегатектонический режим. Хотя многие классы магматических пород сравнимы с современными, некоторые из них существенно отличаются. Таким образом, в интерпретации магматической деятельности в докембрийское время много спорных и запутанных проблем, тесно связанных с развитием мегатектонических концепций. Одно из современных объяснений особенностей протерозойских пород дано в книге «Эволюция континентов» под ред. Б. Уиндли, опубликованной в 1977 г. На некоторые вопросы, представляющие особый интерес для петролога, обращается внимание в этой главе.

6.2. ВНЕЗЕМНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

6.2.1. Метеориты

Некоторые направления изучения метеоритов представляют особый интерес для петрологов. Во-первых, метеориты датируют окончание периода термонуклиарного синтеза в нашей солнечной системе, аккрецию их вещества в телах различного размера и являются индикаторами быстрого фракционирования вещества на ядро и мантию в отдельных астероидах, которые впоследствии

распались. Кроме того, что метеориты практически определяют для нас начало аккреции планет, они являются и источником сведений об изначальном планетном веществе, включая такие важные для петролога параметры, как абсолютные и относительные содержания РЗЭ и начальные отношения изотопов Rb и Sr. Полезным источником подробной информации о метеоритах является работа Дж. Вэссона.

Одну из групп метеоритов представляют *ахондриты*, они составляют около 14 % падающих космических тел и включают в себя, в порядке распространенности, каменные, железные (наиболее обычные находки метеоритов) и железокаменные метеориты. Каменные метеориты представлены крупнокристаллическими основными и ультраосновными породами. Железные метеориты (синоним — *сидериты*) состоят преимущественно из Fe—Ni—сплавов, позволяющих наблюдать Видманштетеновы структуры, которые интерпретируются как продукты распада твердых растворов при медленном охлаждении за 10—100 млн лет внутри родительского тела диаметром 100—500 км (или на таких же глубинах внутри более крупного тела). Остальные фазы в железных метеоритах представлены сульфидами, преимущественно троилитом, FeS и небольшим количеством фосфидов и карбидов. Железокаменные метеориты содержат различные количества силикатов и металлических фаз. Ахондритовая группа обычно рассматривается как образовавшаяся при расколе охлажденных астероидов, размеры которых позволили завершиться фракционированию вещества на ядро и мантию (в случае железокаменных метеоритов фракционирование было неполным), аналогичный тип фракционирования предполагается и для Земли. Эта группа метеоритов дает прямую линию Rb—Sr изохроны с возрастом 4,5 млрд лет при начальном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ близким к 0,699. Установленное значение для BABI (сокращение от *basaltic achondrite best initial*) равно $0,69897 \pm 0,00003$, а некоторые из метеоритов данной группы практически не содержат Rb, так что их современное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ приближается к очень низкому. Аналогично очень низкие, примитивные изотопные отношения определены для свинца из троилита железного метеорита Canon Diablo: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 9,307 \pm 0,006$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 10,294 \pm 0,006$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 29,476 \pm 0,018$ [204].

Крупная группа *хондритовых метеоритов*, в которую входит 86 % упавших метеоритов, характеризуется главным образом хондритовыми структурами, отражающими кристаллизацию магнетитового оливина и ортопироксена в условиях очень сильного переохлаждения. Имеются аргументы в пользу предположения, что хондритовые метеориты не могут быть только охлажденными конденсатами из вещества первичной солнечной туманности, напротив, возможно, они представляют охлажденные капельки жидкости, образовавшейся при импактных процессах.

Весь подкласс *углистых метеоритов* очень разнообразен, хотя они классифицируются как хондриты (в отличие от полностью ахондритовых каменных, железокаменных и железных метеори-

тов), некоторые из них содержат хондры (хондриты типа С2 и С3), углистые хондриты (хондриты типа С1) практически не имеют хондр и обычно обладают брекчиевой текстурой. Хондриты типа С1 выделяются по содержанию (абиогенных) гидрокарбонатов и других летучих составляющих, указывающих на низкие температуры в заключительный период аккреции. Один углистый тип хондритов С3 (метеорит Allende) имеет даже несколько более примитивное начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,69877$ по сравнению с ВАВ1. Минералогия этого метеорита, падение которого наблюдалось в районе Пуэбло-Аллэнде (Мексика) в 1969 г., позволила сделать вывод о том, что в нем могут присутствовать компоненты примитивных высокотемпературных конденсатов [90].

Вполне возможно, что углистые хондриты могут быть наиболее близки (С1) или содержать (С2 и С3) ранние конденсаты изначального вещества солнечной туманности. Относительные концентрации РЗЭ в углистых хондритах используются для нормирования концентраций этих элементов в магматических горных породах [205].

Одним из интересных объяснений изотопных данных, касающихся возраста каменных метеоритов, датирующих образование по крайней мере планетных тел, является то, что фракционирование ядро—мантия и охлаждение, последовавшее за окончанием термоядерного синтеза в пределах нашей солнечной системы, произошли в сравнительно короткий временной интервал около 120—290 млн лет, в зависимости от границ для определенных допущений продолжительности термоядерного синтеза. Эта интерпретация основывается на открытии в некоторых каменных метеоритах аномальных количеств ^{129}Xe , продукта радиоактивного распада ^{129}I , образовавшегося во время термоядерного синтеза и имеющего сравнительно короткий период полураспада около 17 млн лет, так что в настоящее время в природе это «вымерший» радиоактивный вид.

Представленная упрощенная модель происхождения метеоритов только показывает, насколько чрезвычайно сложно их детальное изучение и многочисленны еще нерешенные противоречивые вопросы их интерпретации. Однако для наших целей приведенные данные более чем достаточны, чтобы увидеть четкие показатели, ограничивающие время начала эволюции планет, магматических процессов и эволюции встречающихся в природе радиоактивных и радиогенных изотопов.

6.2.2. Луна

Ни один ученый, живущий на Земле в настоящее время, не может не знать о значительных достижениях в изучении Луны. В историческом аспекте интересно сравнить две книги Р. Балдвина (*The face of the Moon*, 1949; *The Measure of the Moon*, 1963) с другими, более поздними обзорными работами (S. Taylor *Lunar Science: a Apollo View*, 1975). Угрожающий объем опубликован-

ных за последнее время материалов, особенно ежегодных трудов лунных научных конференций, напечатанных в качестве приложения к журналу *Geochimica et Cosmochimica Acta*, представлял значительную трудность в работе С. Тейлора, но, преодолев это препятствие, он издал книгу, в которой наилучшим образом сочетаются широкий обзор, информация, научная точность и хороший стиль изложения. Позднее краткое обозрение, посвященное магматическим аспектам лунной эволюции, было сделано Г. Брауном в 1977 г.

Отдаленное прошлое Луны, имеющей объем около 2 % земного и 1,2 % от массы Земли, до сих пор остается загадкой. Какой бы процесс ни привел к ее образованию в качестве планетной единицы примерно 4,5 млрд лет назад, его результатом было значительное обогащение тугоплавкими элементами (Ti, Zr, Y, PЗЭ и Ca) и существенное обеднение летучими, сидерофильными и халькофильными элементами (Na и K, Fe и Ni и Cu) по сравнению с хондритовыми и земными содержаниями.

Самым ранним магматическим событием, имевшим место вскоре после возникновения Луны, было образование коры на всей ее поверхности мощностью около 60 км, состоящей преимущественно из разновидностей габбро, норитов и анортозитов, так называемых Лунных возвышенностей. Это произошло преимущественно в результате процессов кристаллического фракционирования (включая всплывание кристаллов плагиоклаза), происходивших в значительных масштабах в пределах крупных объемов расплавленного материала основного состава. Сравнительно небольшие количества экстразивных базальтов, известные на Лунных возвышенностях, представляют ряд составов от низкокальциевых разновидностей до обогащенных калием, PЗЭ, фосфором и другими некогерентными элементами, последний тип представлен небольшими объемами, это так называемые KREEP-базальты (табл. 32). Эта древняя кора в результате интенсивной метеоритной бомбардировки покрыта большим количеством кратеров. Хотя точность оценки скорости уменьшения метеоритного потока, рассчитанная исходя из плотности кратеров, остается до некоторой степени дискуссионной, все же можно утверждать, что любая лунная поверхность древнее 3,9 млрд лет была покрыта крупными перекрывающимися метеоритными импактными кратерами, из которых многие скорее всего имели размеры диаметра 50—100 км. Учитывая уменьшение метеоритного потока, возраст большинства крупных «морских» бассейнов древнее 3,7 млрд лет, и ни один из них не превышает размеров Моря Имбриум, возраст которого оценивается в 3,9 млрд лет. Бассейн Тихо, однако, имеет размеры 90 км в диаметре, это редкий пример сравнительно молодого кратера (расчетный возраст около 100 млн. лет).

Более молодые базальтовые потоки, скрытые под слоем реголита мощностью в несколько метров, определения радиологического возраста которых находятся в интервале 3,95—3,15 млрд лет, занимают около 1/4 поверхности Луны, включая большую часть

Представительные анализы лунных базальтов

Элемент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	46,6	49,0	44,2	48,8	40,5	49,5
Al ₂ O ₃	18,8	17,9	8,48	9,30	8,7	15,9
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	3,0
FeO	9,7	7,9	22,5	18,6	19,0	8,0
MnO	Н. о.	0,15	0,29	0,27	0,25	0,17
MgO	11,0	9,7	11,2	9,46	7,6	6,6
CaO	11,6	12,0	9,45	10,8	10,2	10,0
Na ₂ O	0,37	0,36	0,24	0,26	0,50	2,7
K ₂ O	0,12	0,73	0,03	0,03	0,29	1,0
TiO ₂	1,25	0,97	2,26	1,46	11,8	1,9
P ₂ O ₅	Н. о.	0,22	0,06	0,03	0,18	0,33
Cr ₂ O ₃	0,26	0,20	0,70	0,66	0,37	Н. о.
S	Н. о.	Н. о.	0,05	0,03	Н. о.	Н. о.
H ₂ O	—	—	—	—	—	0,9
Сумма	99,6	98,98	99,46	98,08	99,67	100,00

Примечание. 1 — низкокаллевый базальт Фра-Мауро, Лунные возвышенности; 2 — «КРЕЕР» — базальт Фра-Мауро, Лунные возвышенности (среднее из шести анализов); 3 — оливиновый базальт, Аполло-15, морской; 4 — кварцевый базальт, Аполло-15, морской; 5 — высококаллевый базальт, Аполло-15, морской; 6 — средний состав земного базальта. Анализы: 1—5 — по С. Тейлору; 6 — по В. Менсону. Н. о. — определение не производилось; прочерк — элемент не обнаружен.

«морских» бассейнов, что определяет их сравнительно пологий рельеф. В противоположность единственно доступным, брекчированным и ударно-метаморфизованным образцам плутонических и эффузивных пород Лунных возвышенностей, многие образцы «морских» лав, по возрасту сопоставимые с наиболее древними породами, известными на Земле, прекрасно сохранились и внешне не изменены. По некоторым химическим параметрам они сравнимы с земными базальтами (см. табл. 32), лунные «морские» базальты характеризуются полным отсутствием минералов оксида железа (III) и наличием небольшого количества самородного железа, сульфидов железа в основной массе, варьирующим, но высоким содержанием Ti, отсутствием гидроксилсодержащих минералов и низкими концентрациями щелочей, в результате чего типичный состав плагиоклаза этих пород находится в ряду битовнит—анортит. Авгит часто имеет игольчатые формы и обладает беспорядочной зональностью. Высокие концентрации таких тугоплавких элементов, как Ti, Zr и Y, отражаются в присутствии необычной ассоциации аксессуарных минералов, включающей два вида, впервые открытых в лунных базальтах: армолколита (Fe, Mg)Ti₂O₅ и транкьюиллитита Fe₈(Z, Y)₂Ti₃Si₃O₂₄. Хотя концентрации PЗЭ повышены, распределение их содержания, нормированных по хондритовым, характеризуется упрощенным графиком, за исключением от-

рицательной европиевой аномалии. В этом отражается происхождение базальтовых магм из источника, деплетированного компонентами плагиоклаза, расположенного ниже габбро-анортозитовой коры, обогащенной плагиоклазом и европием. В некоторых лунных базальтах, раскристаллизованных на 95 %, имеются структурные доказательства ликвационного расщепления на две жидкие фракции, одна из которых представлена стеклом, обогащенным железом (массовые доли SiO_2 46 %, FeO 32 %), а другая — высококремнеземистым стеклом (SiO_2 75 %), напоминающим обогащенные калием гранитные составы. Отчасти именно открытие несмешивающихся жидкостей в этих лунных базальтах возродило интерес к возможным проявлениям ликвации в земных породах (см. гл. 1).

В настоящее время Луна имеет жесткую субсолидусную «литосферу», простирающуюся до глубин 1000 км, и внутреннюю астеносферу мощностью от 1000 до 1740 км (центр), внутри которой, очевидно, происходит частичное плавление и которая может содержать дифференцированное ядро. Ограничения на размеры или даже существование какого-либо металлического ядра вытекают из общей низкой плотности Луны ($3,34 \text{ г/см}^3$ по сравнению с $5,52 \text{ г/см}^3$ для Земли) и очень незначительного магнитного поля. Современная магматическая активность на Луне, вероятно, связана с так называемым лунным «транзитным феноменом», т. е. местной дегазацией в некоторых кратерах в сочетании с сейсмической активностью.

6.3. АСТРОБЛЕМЫ И СВЯЗАННАЯ С НИМИ МАГМАТИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ НА ЗЕМЛЕ

Итак, поверхность Луны представляет доказательства продолжительной метеоритной бомбардировки, уменьшавшейся со временем как по плотности потока, так и, вероятно, по количеству крупных взрывов. Тот же поток метеоритов должен был воздействовать на нашу планету. Значительное увеличение конечного ускорения из-за большей силы тяжести на Земле (по сравнению с Лунной) означает, что все, даже самые маленькие, метеориты (которые, конечно, испытывают значительно большее трение и испарение ввиду присутствия земной атмосферы) будут падать на поверхность Земли с большими скоростями и взрывным эффектом. Повышенный интерес к морфологии лунной поверхности в конце 60-х гг. отразился на увеличении количества обнаруженных и описанных астроблем на Земле; например, к 110 астроблемным структурам, установленным в 1966 г., в 1969 г. добавилось 17 [73].

За исключением лунной поверхности, для которой убедительно доказано присутствие большого количества крупных импактных кратеров, образовавшихся до рубежа 3,9 млрд лет, по-видимому, нет доказательств того, что аналогичный процесс имел место на Земле и оставил следы в районах развития древнейших известных пород с возрастом около 3,7—3,8 млрд лет. С этого времени огром-

ное количество кратеров должно было быть уничтожено процессами эрозии и значительной тектонической переработкой земной коры, которая отсутствовала на Луне. Хотя, начиная с раннего докембрия, метеоритный поток значительно сократился, большинство легко распознаваемых астроблем на Земле в действительности имеют фанерозойский возраст, а некоторые из них и более древний. Это рудиментарные кольцевые структуры, сохранившиеся в районах развития прочных докембрийских пород, такие как, например, Клируотер-Лейкс, Мистастин-Лейк и Брент на Канадском щите. Поскольку 70 % земной поверхности покрывают океаны, некоторые катастрофические явления, связанные с падениями метеоритов в морскую воду, могут быть запечатлены в стратиграфической летописи, однако ни один из разрезов не дает доказательств, подтверждающих такое предположение.

В общих чертах было показано, что в момент удара крупного метеорита возникают две очень крупные взрывные волны, одна направлена в сторону, противоположную направлению удара метеорита, вторая распространяется в Землю ниже точки удара. В результате сам метеорит и полусферическая масса под точкой удара испаряются. Несколько удаленная полусферическая часть взрывной воронки на земной поверхности будет расплавлена, и, наконец, еще более удаленные участки будут частично расплавлены, брекчированы, ударно-метаморфизованы в различной степени, включая моментальные эффекты высоких давлений и температур в связи с происхождением ударной волны — все эти явления объединятся под названием *шок-метаморфизм*. Происходящий при этом сильный взрыв образует кратер с большим количеством брекчированного материала, выброшенного в латеральном направлении по пологим траекториям, и значительным количеством расплавленного вещества, выброшенного вверх по крутым траекториям. Аккумуляция этих продуктов приводит к появлению вокруг метеоритного кратера широко распространенных отложений раздробленного материала (например, Бант-Брекчия кратера Рис), перекрытых более округлым кольцом расплавленного материала, частично смешанного с раздробленным веществом. Порода последнего типа известна под названием *зювит*, или зювитовая брекчия, содержащая различные количества ударно-метаморфизованных вмещающих пород и пемзоподобный материал (последний часто обладает отчетливо выраженными аэродинамическими формами); в целом порода имеет внешнее сходство с игнибритом. Описанные взаимоотношения и типы пород прекрасно проявлены в кратере Рис (диаметр 24 км, возраст 14,8 млн лет) — самой молодой крупной астроблеме на Земле и однажды послужившей объектом классических дебатов об эндогенном или космическом происхождении структур такого типа.

Аналогичные зювитовые отложения «Онапинг Туфф» залегают в центральной части бассейна Садбери — значительно более крупной астроблемы диаметром 60 км, имеющей возраст 1700 млн лет. Бассейн Садбери расположен в районе сложной воронкообразной

интрузии, выполненной норитами, кварцевыми норитами и гранодиоритами, кристаллизовавшимися из родоначального расплава, отвечающего по составу кварцсодержащему нориту; внедрение этих пород произошло после метеоритного удара. В подошве сложного интрузивного тела имеется большое количество очень крупных направленных внутрь конусов скалывания, а недалеко от нижнего контакта плутона расположены интрузивные тела, при кристаллизации которых образовались сульфидные залежи, представляющие значительный экономический интерес в связи с промышленным содержанием в них никеля и меди. Одно время присутствие никеля в сульфидах пытались каким-то образом связать с составом упавшего метеорита. Однако теперь очевидно, что интрузивные силикатные и сульфидные магмы возникли за счет внутренних источников Земли после мгновенного повышения температуры как вслед за прохождением ударной волны, так и после постепенного восходящего движения мантии, стремящейся достичь изостатического равновесия после некомпенсированного выброса вещества во время образования астроблемного кратера. Генерация основной магмы сразу после импактного удара происходила и на Луне, где многие обширные области, подстилающиеся лунными базальтами, пространственно явно связаны с крупными астроблемами (см. по этому поводу дискуссию, касающуюся времени, необходимого для внутренней деформации и переплавления [105]).

Астроблемное происхождение было предложено для *Бушвельдской* структуры [178] — одной из крупнейших интрузий на Земле и, возможно, одной из крупнейших установленных импактных структур на планете. Увеличивающиеся внедрения толеитовой магмы происходили с образованием многочисленных силлов ниже собственно массивного бушвельдского комплекса, который, по-видимому, сформировался путем увеличения мощности благодаря многочисленным быстрым поступлениям толеитовой магмы, что, соответственно, и привело к образованию очень большой магматической камеры. Окончательно кристаллизовавшаяся мощная кумулатная серия имеет типично толеитовый тренд от ортопироксеновых перидотитов до значительно фракционированных феррогаббро. Объем магмы оценивается примерно в $2 \cdot 10^5$ км³; так, в сравнительно короткий период (время охлаждения интрузии в целом оценивается примерно в 1 млн лет) была достигнута большая скорость (хотя не обязательно большие количества) генерации магмы, чем для провинций платобазальтов; такая скорость действительно явно не связана с какими-либо подходящими тектоническими причинами, которые могли бы вызвать столь быструю генерацию магмы. По мнению Г. Халме, глубина генерации магмы определяется диаметром кратера. Астроблема Садбери, очевидно, генерировала кварцсодержащие толеитовые магмы на сравнительно небольших мантийных глубинах, а более крупная Бушвельдская структура — толеитовые магмы на больших глубинах.

При обнаружении небольших количеств поверхностных отложений зювитов может оказаться, что значительно более мощные

толенговые комплексы связаны с более крупными астроблемами (интрузия Стиллиутер также?), таким образом, метеоритные удары могут рассматриваться как непостоянный эффект, влияющий на магматическую историю Земли.

6.4. АРХЕЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

6.4.1. Введение

Архейский зон соответствует раннедокембрийскому времени и охватывает период от начала земной истории до 2,5 млрд лет. Наиболее древние из до сих пор известных архейских пород этого эона дают радиологические возрасты, приближающиеся к 3,8 млрд лет, и очевидно, что для выделения в этом отрезке протоархея, со ссылкой на (гипотетические) коровые породы, образовавшиеся на самых ранних этапах развития Земли, а именно ранее 3,8 млрд лет, нет непосредственной геологической летописи.

Особенность архейских пород — их распространение в пределах зеленокаменных гранитных областей. Верхний предел их образования, после которого прекратились специфические магмопроявления и тектоническая деятельность с особым характером тектоники и последовала стабилизация кратонов, отвечает интервалу 2,8—2,4 млрд лет в разных платформенных провинциях. Архей, таким образом, является довольно понятным термином, но не совсем точно определенным во временных рамках, хотя он очень часто используется (терминологически не корректно) как временное подразделение. Верхняя граница архейского эона некоторыми авторами определяется в 2,3 млрд лет хроностратиграфически по появлению широко распространенных водорослевых карбонатных пород.

Зеленокаменные пояса, состоящие из основных и других вулканических пород, железных руд, кремнистых сланцев и прочих отложений, явно развиваются в течение архея — от сравнительно небольших маломощных разрезов, образующих дугообразные выходы в древних районах, до более поздних широких крупных поясов с мощными разрезами. В связи с этим закономерным развитием зеленокаменные пояса вряд ли указывают на расположение районов базитовых извержений, связанных с астроблемами. Захватывающие такие пояса «гранитные» районы разнообразны по составу и представлены сравнительно малоглубинными плутонами и гнейсовыми комплексами, местами мигматитовыми, метаморфизованными в амфиболитовой — гранулитовой фациях, образовавшись в низких горизонтах земной коры. В некоторых районах последний тип гнейсовых областей может преобладать до полного исчезновения материала зеленокаменного пояса. Противоположности сходятся в природе взаимоотношений зеленокаменных поясов и гранитов, т. е. либо зеленокаменные пояса повсеместно залегают на более древнем гранитном основании, либо, напротив, они про-

рываются окружающими гранитами. Эти два варианта взаимно не исключают друг друга, так как возможна ремобилизация основания (см. классическое описание окаймленных гранитных куполов, приведенное в работах П. Эскола). Более неясными являются вопросы о сравнительных количествах неизмененного мантийного материала и переработке основания в районах, образовавшихся в результате более молодых (позднеархейских и протерозойских) метаморфических и магматических процессов в пределах гнейсовых областей.

В настоящее время архейские породы обнажаются на земной поверхности в виде остатков изолированных кратонов, в основном разделенных протерозойскими и более молодыми поясами. Самым крупным таким фрагментом является пров. Сьюпириор Канадского щита, простирающаяся в северные районы, имеющие общие границы с США; остальные области распространения архейских пород включают следующие структуры: пров. Слейв (Северо-Западные территории Канады); Северо-Атлантический кратон, в настоящее время раздробленный в результате раздвижения плит на лабрадорскую часть; до-Кетилидианский массив Южной Гренландии и части Северо-Западной Шотландии; древнейшая часть Фенноскандинавского щита в Северной Финляндии и соседние территории; Украинский и Алданский массивы СССР; Трансваальский, Родезийский и Танзанийский кратоны Южной Африки; комплекс Дхарвар в Южной Индии и другие небольшие архейские блоки, расположенные севернее; блоки Иилгарн и Пилбара в Западной Австралии; части Бразильского и Гвианского щитов, часть Восточно-Антарктического кратона. Все эти архейские кратоны имеют много общего в своем развитии, особенно, конечно, в характере проявлений магматизма, следовательно, целесообразно рассмотреть их совместно. Изучение этого предмета интересно не только в аспекте изучения докембрийских пород, но имеет большое значение для выявления общих закономерностей [см. статьи в монографиях «Ранняя история Земли» (1978)* и «Эволюция земной коры» (1978)].

6.4.2. Древнейшие коровые породы

В то время когда постепенно был установлен трехмиллиардный возраст древнейших пород зеленокаменных поясов, вызвало удивление, что довольно однообразные по внешнему виду серые тоналитовые гнейсы на западе Гренландии дают значительно более древние возраста и соответственно обладают примитивными начальными изотопными отношениями; на основании Pb и Rb—Sr изотопных данных был определен возраст этих образований в интервале 3,6—4 млрд лет, который позднее был уточнен до значе-

* Ранняя история Земли. М., Мир, 1983; ряд статей, представляющих интерес в связи с изучением древнейших пород Земли, имеется в книге «Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы». М., Мир, 1985.— *Прим. пер.*

ний 3,70—3,75 млрд лет* [142]. После этого замечательного открытия архейские породы аналогичного состава были обнаружены в шт. Миннесота (США), Зимбабве и Южной Африке. Однако геологическая летопись Западной Гренландии по-прежнему остается наиболее хорошо обнаженной и задокументированной; ее самое последнее полное описание приведено в работе Д. Бриджуотера [23], по которой сделано прекрасно иллюстрированное обобщение (см. обзор достижений в исследовании архейских гнейсовых комплексов Северо-Атлантического региона [24]).

Самыми древними породами в Западной Гренландии являются супракрустальные образования *Исуа*, обнажающиеся в виде дугообразного пояса, вытянутого примерно на 15 км и имеющего ширину около 2 км. Он, вероятно, является фрагментом одного из наиболее крупных поясов, как следует из распределения включений в окружающих гранитных породах. В эту группу входят следующие типы пород: магнезиальные ультраосновные породы, метабазалты, метаосадочные породы, полосчатые магнетит-кварцевые железистые кварциты и метаконгломераты, содержащие гальки кислых вулканических пород. Литологически эта ассоциация вполне сопоставима с более молодыми зеленокаменными поясами. Железистые кварциты дают Pb—Pb изохрону по породам, соответствующую возрасту 3760 ± 70 млн лет. Присутствие обломочных компонентов позволяет предполагать существование еще более древнего основания. Супракрустальные образования *Исуа* окаймляют гнейсовый купол, имеющий интрузивные контакты с супракрустальными породами. Для этих гнейсов специфического состава Rb—Sr методом получен изохронный возраст по валовым пробам в 3700 ± 140 млн лет, который в пределах аналитической ошибки согласуется с возрастом более широко распространенных гнейсов *Амитсок*.

Группа гнейсов Амитсок — наиболее древняя из двух главных групп кварц-полевошпатовых гнейсов в данном районе — характеризуется обилием тектонизированных и амфиболитизированных даек, известных под названием дайки *Амералик*. По гнейсам *Амитсок* получены согласованные возраста около 3650 млн лет (цирконовая конкордия и Pb—Pb определения по валовым пробам) с интервалом 3700—3750 млн лет (Rb—Sr определения по породам с использованием «длительного» периода полураспада). В общем гнейсы *Амитсок* довольно неоднородны и в значительной степени переработаны; местами преобладают более однородные тела серых тоналитовых и гранодиоритовых гнейсов. Эта группа интерпретируется как синтетектоническая, принадлежащая к известково-щелочной серии.

* Ранее при Rb—Sr датировании был принят период полураспада ^{87}Rb равный 50 млрд лет. Недавние экспериментальные определения [53] показали, что эта величина равна $48,9 \pm 0,4$ млрд лет. Таким образом, Rb—Sr изохронные возраста должны быть уменьшены на 2%. Следует иметь в виду, что при Rb—Sr датировании до 1977 г. большинство лабораторий принимало период полураспада ^{87}Rb либо 50, либо 47 млрд лет — разница в 6%.

Группа *супракрустальных образований Малене*, вероятно несколько иного возраста, слагает многочисленные пояса в складчатой структуре района, представленные амфиболитами, сформировавшимися по ультраосновным и основным лавам, иногда с шаровой отдельностью, расслоенными базитовыми силлами и небольшим количеством пелитов, кальцит-силикатных пород и тонкими прослоями кварцитов, которые вместе образуют около 10—20 % комплекса. Эти породы датированы недостаточно надежно.

В гнейсах Амитсок широко распространены конкордантные слои габбро, лейкогаббро и анортозитов. Эти породы детально изучены в комплексе *Фискенессет*, где магматическая расслоенность, минеральный состав и кумулатные структуры удивительно хорошо сохранились в мощных конкордантных слоях, оставшихся в какой-то степени не тектонизированными.

Сеть даек основного состава, теперь амфиболитов, известных как дайки Амералик, секущие гнейсы Амитсок, уже упоминались выше. Некоторые, очевидно, аналогичные дайки секут супракрустальные породы Малене и породы габбро-анортозитовой серии; однако в отдельных местах дайки, секущие гнейсы Амитсок, не прослеживаются в супракрустальных породах Малене. Несмотря на небольшую неопределенность возрастного положения, эти дайки Амералик удобно использовать для отличия более молодой группы кварц-полевошпатовых гнейсов — гнейсов Нук, которые не секут этими дайками, от группы гнейсов Амитсок.

Гнейсы Нук имеют интрузивные взаимоотношения со сложным тектонически расслоенным комплексом Амитсок, супракрустальными породами Малене, габбро-анортозитовой серией и дайками Амералик. В одном из районов гнейсы Нук дают изохронный Rb—Sr возраст по породам 3040 ± 50 с начальным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ около $0,7026 \pm 0,0004$. Гнейсы Нук содержат включения роговообманковых габбро и ультраосновных кумулатных слоев, чередующихся со значительно преобладающими биотитовыми тоналитами и биотитовыми гранодиоритами. Подобно гнейсам Амитсок, гнейсы Нук могут рассматриваться как синтетектоническая известково-щелочная серия.

Поздняя группа *смешанных гранитных пород* представлена отдельными телами гранитов, зонами гранитизации и телами чарнокитовых гранитов. По возрасту эти проявления гранитоидного магматизма располагаются между внедрением гнейсов Нук и более молодым *гранулитовым метаморфизмом*, возраст которого довольно хорошо определяется в 2,8 млрд лет (возможно, что некоторые чарнокитовые граниты внедрялись в условиях гранулитовой фации метаморфизма, хотя часть более молодых гранитных пород является постметаморфическими).

Очевидно, еще более молодая группа супракрустальных пород *Тартог*, представленная главным образом зелеными сланцами, отлагалась на комплексах тектонически совмещенных с более ранними и значительно более сложно деформированными группами

пород. *Гранитные породы* имеют интрузивные контакты с краевыми частями зеленосланцевой группы Тартога.

В общем магматизм этого великолепно обнаженного фрагмента раннеархейской коры представлен по крайней мере тремя эпизодами, каждый из которых на современном эрозионном срезе выражен взаимно переслаивающимися основными и кислыми породами. В время как мантийное происхождение базитовых даек, габбро-анортозитового комплекса и различных зеленокаменных образований не подвергается сомнению, формирование гранитных пород является предметом дискуссий. Нет необходимости говорить, что вся сиалическая кора, конечно, должна представлять фракционированное в какое-то время мантийное вещество. Однако имеются доказательства, базирующиеся на характере распределения РЗЭ и значениях термических градиентов, того, что, несмотря на низкие начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, в качестве источника для известково-щелочного гранитного материала, очевидно, нельзя исключить гранулиты из нижних частей земной коры [43].

6.4.3. Зеленокаменные пояса

В областях развития архейских пород гранитогнейсы и граниты составляют в среднем около 70 % обнаженных районов, а зеленокаменные пояса — оставшиеся 30 %. Таким образом, зеленокаменные пояса распространены более широко, чем это видно в фрагменте архейского кратона Западной Гренландии, который был рассмотрен выше. Тогда как попытки интерпретации генезиса гранитных пород касаются фундаментальной истории процессов кратонизации, зеленокаменные пояса (преимущественно вулканические и частично осадочные), очевидно, представляют остатки поверхностных отложений. Тем не менее многие особенности этих поясов вызывают большой интерес среди петрологов и их характерный структурный стиль каким-то образом должен быть связан с крупномасштабными коровыми процессами, происходившими в архее. Широко распространено мнение о том, что значительные различия между гранит-зеленокаменными и амфиболит-гранулитогнейсовыми областями связаны с глубиной эрозионного среза однотипных участков архейской коры. Естественно, что между ними нет закономерного различия в возрасте. Хотя зеленокаменные пояса и обладают многими характерными особенностями, во времени наблюдается тенденция к увеличению размеров и сложности их строения. Мы рассмотрим в качестве примеров два типа поясов: зеленокаменный пояс Барбертон — компактный, сравнительно древний, но и довольно большой пояс, расположенный в пределах кратона Трансвааль; и пояс Абитиби — крупнейший и, возможно, самый молодой в пров. Сьюпириор. Кроме того, будут проведены некоторые аналогии с другими районами, принципиально связанными с отчетливо выделяющимся типом магнезиальных коматитов из верхней части разреза пояса Барбертон.

6.4.3.1. *Зеленокаменный пояс Барбертон*. Прекрасно обнаженные породы зеленокаменного пояса Барбертон с возрастом близким к 3,4 млрд лет, занимающие площадь с максимальными размерами 120×40 км в ЮАР вблизи границы со Свазилендом, явились объектом очень детальных исследований М. и Р. Вильюн. Там, где этот пояс не перекрыт более молодыми отложениями, он ограничен гранитами, большинство из которых встречается в виде отдельных диапировых плутонов. Гранитные породы скорее окружают, чем пронизывают породы зеленокаменного пояса, и ни один гранитный плутон полностью не окружен зеленокаменными образованиями. Краевые проникающие структуры диапиров возникают на месте заливообразных вогнутых контактов собственно пород пояса (рис. 42). Разрез зеленокаменного пояса характеризуется чрезвычайно большой общей мощностью — свыше 17 км, а породы повсеместно обладают крутыми падениями и в целом образуют синклиналиную структуру, подобно корпусу корабля, за исключением лишь того, что его киль не виден наблюдателю. Имеется несколько более мелких внутренних синклиналиных структур, часто разделенных разломами, проходящими в местах ожидаемых антиклинальных перегибов. Обращает на себя внимание отсутствие кливажа осевой плоскости, а вертикальная линейность скорее предполагает растяжение в вертикальном направлении, чем горизонтальное сжатие. Общее северо-восточное падение пород иногда сильно меняется у контактов, переходя в конформное залегание с гранитоидами. Метаморфическая зональность изменяется симметрично от практически неизменных пород до зеленосланцевой фации в краевых частях и местами до амфиболитовой фации в узких зонах у контактов с гранитами и в отщепленных блоках пород зеленокаменного пояса (обычно ультраосновных), заключенных в собственно гранитах. Общая структурная картина создает отчетливое впечатление о погружении и растяжении пород зеленокаменного пояса по сравнению с окружающими гранитогнейсами и гранитными диапирами.

Разрез пород зеленокаменного пояса с максимальными мощностями отдельных групп представлен в следующем виде (снизу вверх):

1. *Группа Онвервахт*, подразделяющаяся на две подгруппы: а) верхняя, «мафическо-фельзическая» (7,7 км), представленная повторяющимися ритмами толеитовых лав, переходящих вверх по разрезу в фельзические лавы с прослоями туфогенных осадков, туфов и конгломератов. Верхние ритмы разреза постепенно обогащаются фельзическими породами. В нижних ритмах встречается небольшое количество силлов ультраосновных пород; в) нижняя, «ультраосновная» (7,5 км), представленное коматитовой серией (60—70 % всей подгруппы) ультраосновных лав, силлами и жилами (метаперидотиты), метабазами высокомагнезиального типа и небольшим количеством кислых пород, появляющихся в верхних частях разреза.

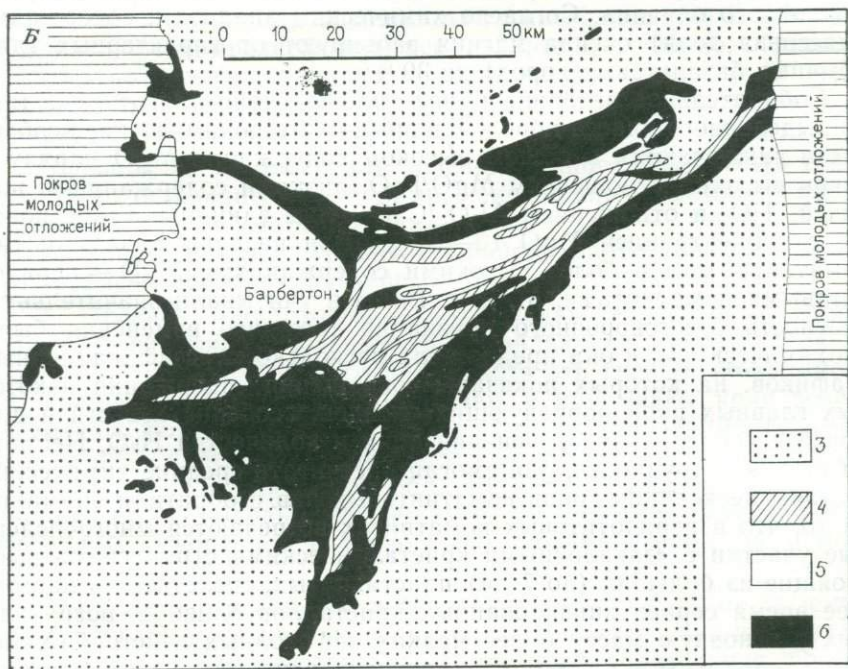
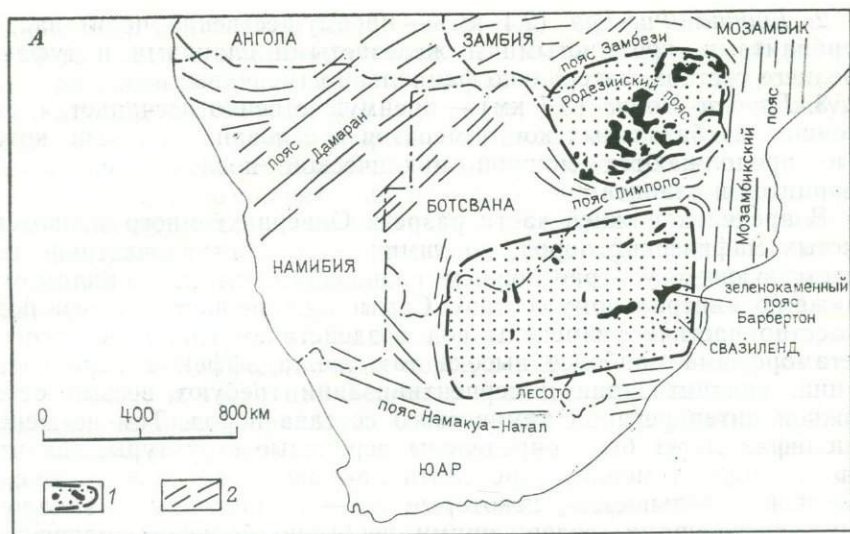


Рис. 42. Геологическое положение (А) Барбертонского зеленокаменного пояса по отношению к архейским областям Каапваальского и Родезийского кратонов и соседним протерозойским подвижным поясам; схематическая геологическая карта (Б) Барбертонского зеленокаменного пояса.

1 — древние гранит-зеленокаменные области; 2 — более молодые подвижные метаморфические пояса; 3 — различные гранитные породы; 4 — группа Мудиев; 5 — группа Фиг-Три; 6 — группа Онверхат

2. *Группа Физ-Три* (2,1 км) — преимущественно пелитовая, с турбидитами, кремнистыми и железистыми сланцами и туфами среднего состава, латерально фациально изменчивых.

3. *Группа Модис* (3,7 км) — преимущественно песчанистая, состоящая из базальных конгломератов в основании разреза, которые продолжают мощной циклической последовательностью кварцитов и сланцев.

В пределах нижней части разреза Онвервайт много мелкозернистых мафических пород, по химическому составу частично соответствующих ультраосновным разновидностям и, по-видимому, также по минеральному составу. Самые нижние части разреза повсеместно частично изменены под воздействием гранитов, степень метаморфизма наиболее высока там же, а эффекты карбонатизации, силицитизации и серпентинизации требуют весьма осторожной интерпретации химического состава пород. Тем не менее в шлифах могут быть определены первичные структуры, так что многие породы можно определить как явные лавовые потоки с шаровой отдельностью, некоторые же — с отчетливыми закалочными структурами, содержащими необычно большое количество модалного оливина. Согласно химическим анализам, содержания (массовая доля) оксида магния варьируют от характерных (для обычных базальтовых пород) до 30 %.

Собирательное название *коматиит* было дано для этого недавно выделенного класса пород. Главные их петрохимические особенности заключаются в общем высоком содержании MgO наряду с очень высоким отношением MgO/FeO, низкими содержаниями щелочей, TiO₂ и отношением Al₂O₃/CaO менее единицы. Такие породы с концентрацией MgO 10—20 % были названы базальтовыми коматиитами, а с более высокими содержаниями MgO — перидотитовыми коматиитами. М. и Р. Вильюн учитывали значительную опасность безоговорочного признания того, что изменения были изохимическими, и они предложили несколько классификационных графиков, на которых показаны сокращения содержаний некоторых главных породообразующих оксидов, особенно извести и щелочей с увеличением серпентинизации и количества H₂O. Несмотря на такие трудности, они смогли рассчитать средние химические составы нескольких типов коматинитовых лав и обратили внимание на то, что в перидотитовых коматиитах встречаются многочисленные участки с «закалочными кристаллическими структурами», состоящие из больших (до 7 см) пластинчатых, скелетных, в настоящее время серпентинизированных кристаллов оливина, погруженных в основную массу более мелких, но сходных лейстообразных кристаллов авгита (теперь тремолитизированных).

В нижних частях группы Онвервайт имеется несколько типов расслоенных и дифференцированных ультраосновных тел, сходных по валовому составу с коматиитами. Например, тип силлов Каап-мьюден, достигающих мощности 600 м, состоит из дунитовых и перидотитовых зон, переходящих вверх по разрезу в узкие зоны бронзитов и вебстеритов, завершающиеся при движении вверх узкой

норит-анортозитовой — габбровой зоной. Другие sillы сходного общего состава характеризуются отчетливо выраженной ритмичной расслоенностью в нижней ультраосновной части разреза.

Верхнее, «мафическо-фельзитское», подразделение преимущественно вулканогенного разреза Онвервайт представлено в основном толентами, местами с шаровой отдельностью в нижних частях разреза и со значительным количеством субаквального пирокластического материала в верхних горизонтах. Может быть выделено несколько повторяющихся ритмов мощных базальтовых прослоев с ультрабазитовыми линзами в основании, перекрытыми менее мощными потоками кислых лав и пирокластов. Необычной особенностью пород кислых лавовых потоков является шаровая отдельность. Количество этих пород в ритмах увеличивается вверх по разрезу, и часто наблюдаются значительные латеральные вариации мощности прослоев. Кремнистые сланцы обычно перекрывают кислые породы, а у шахты Шеба-Куин, где подстилающие кислые породы имеют значительную мощность и, вероятно, маркируют жерло вулкана, в сланцах имеется стратиформная золотоносная пиритовая залежь. Цирконы из кислых пород дают возраст 3360 млн лет — древнейший из установленных на Барбертоне. Кислые породы представлены кератофирами, очевидно, образовавшимися по дацитам, риодацитам и, возможно, риолитам. В общем фельзитовые лавы составляют не более 10 % разреза верхнего подразделения группы Онвервайт.

Большая часть материала зеленокаменного пояса — это граниты, часто остающиеся безликими, закрашенными розовым цветом пятнами на геологических картах.

В области развития гранитов в районе Барбертона выделяются по крайней мере три характерных типа:

1. Древние тоналитовые гнейсы, включая некоторые породы гранулитовой фации, частично представляющие древнее основание собственно зеленокаменного пояса, хотя эти гнейсы, по видимому, по крайней мере местами, окружают и прорывают края зеленокаменного пояса. Несогласные, дисконформные взаимоотношения основание — перекрывающие породы не установлены в Барбертонской гранит-зеленокаменной области, хотя несогласие между несколько более молодым зеленокаменным поясом и подстилающим гнейсовым основанием недавно было продемонстрировано в Родезийском кратоне.

2. Последнее внедрение в довольно высокие горизонты земной коры обогащенных калием гранитов представлено так называемыми гранитами Худ; местами это гомогенные образования, но иногда они переходят через зоны мигматитов в тоналитовые гнейсы.

3. Средне- и крупнозернистые, часто отчетливо порфиоровые гранитные плутоны с возрастом 2,8—2,5 млрд лет являются явно более молодыми образованиями.

Описанная ассоциация может рассматриваться как аналогичная, хотя и образовавшаяся в более короткий временной интервал

по сравнению с событиями, запечатленными в нижних горизонтах коры Западной Гренландии.

6.4.3.2. *Коматииты из других районов.* Хотя зеленокаменный пояс Барбертон был достаточно ясно и подробно описан, недостатком интерпретации являются плохая сохранность и метаморфизм многочисленных коматиитов — наиболее интересного типа пород, встречающегося недалеко от более молодых гранитных образований, прорывающих и метаморфизирующих их.

Аналогичная серия пород была описана Д. Вильямсом из района Маунт-Монгер, области Йилгари, Западная Австралия. Разрез, установленный в районе Маунт-Монгер, имеет мощность около 11 км, обладает ритмичным строением и сравним с группой Онвервахт, содержит толеиты и коматиитоподобные породы, с несогласием перекрывает более ранний цикл, завершающийся кислыми вулканитами и осадками. Д. Вильямс столкнулся с трудностями при использовании термина *коматиит* из-за отличий в отношениях $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ или даже при применении этого термина, поскольку последний был предложен для измененных (вероятно, метасоматически измененных) пород. Представительные анализы пород из района Маунт-Монгер включены в табл. 33, содержание MgO в них колеблется в пределах 8—24 %, и они названы просто высокомагнезиальными базальтами*. Изучение шлифов показывает, что эти породы менее изменены, чем барбертонские, на это указывают и более низкие содержания H_2O . Во многих местах также отмечаются аналогичные характерные закалочные структуры с образованием лейстовидных и скелетных прорастаний кристаллов оливина и авгита, такие структуры были названы *структурами спинифекс* (по названию местного вида ветвящейся остролистной пустынной травы в Западной Австралии). Среди высокомагнезиальных базальтов имеются линзы ультраосновных пород мощностью 60—600 м и длиной 0,12—10 км. Очевидно, они внедрялись в виде суспензии идиоморфных оливиновых кристаллов, находившихся в жидкости; имеется много примеров того, что концентрация оливиновых первичных кристаллов происходила явно в результате процессов дифференциации в потоке. Некоторое осаждение этих кристаллов все же происходило, хотя охлаждение было сравнительно быстрым, что привело к образованию еще одной генерации оливина со скелетным закаленным габитусом. Д. Вильямс определил содержание MgO для обогащенных оливином ядер в этих линзах (около 33 %) и рассчитал массовую долю MgO в исходной жидкости (около 25 %).

А. Налдретт и Дж. Мейсон [150] описали аналогичные расслоенные ультраосновные силлы в провинции Сьюпириор с закаленными структурами под названиями (*bird-track* или *herringbone* (англ. «след птицы» или «селечочная кость»). Хотя так же необычные структуры ранее наблюдались при полевых исследова-

* Обсуждению термина *коматиит* посвящена также работа Н. Арндта и К. Бруса, вышедшая в 1978 г.

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	45,94	47,49	50,02	53,29	53,75	47,4	48,3	40,8	45,6	44,0	45,1
Al ₂ O ₃	2,98	3,45	7,17	5,50	10,02	8,4	9,1	10,10	8,75	8,3	10,8
Fe ₂ O ₃	6,23	6,39	1,25	1,00	1,25	—	—	2,94	13,55 *	2,2	2,4
FeO	4,80	5,86	8,53	9,06	9,90	10,6 *	10,4 **	6,49	—	8,8	8,1
MnO	0,18	0,20	0,23	0,22	0,22	0,20	0,20	0,16	0,22	0,19	0,18
MgO	33,79	26,92	21,53	15,56	10,30	24,8	21,7	23,3	22,96	26,0	19,7
CaO	4,73	7,40	8,78	13,09	10,18	7,4	9,0	6,86	7,73	7,3	9,2
Na ₂ O	0,15	0,52	0,41	1,23	2,70	0,10	0,13	0,23	Н. о.	0,90	1,04
K ₂ O	0,03	0,05	0,06	0,09	0,47	0,02	0,03	0,07	Н. о.	0,06	0,08
TiO ₂	0,34	0,55	0,49	0,57	0,87	0,34	0,43	0,25	0,48	0,58	0,76
P ₂ O ₅	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,04	0,07	0,02	Н. о.	0,07	0,09
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	5,91	—	0,97	2,14
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	0,86	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	0,28	—	—	—
п. п. п.	—	—	—	—	—	(6,4)	(5,4)	—	—	—	—
NiO	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,16	0,14	Н. о.	Н. о.	0,19	0,12
Cr ₂ O ₃	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,53	0,43	0,45	0,48	0,36	0,27
Сумма	99,17 ***	98,83	98,47 ***	99,61 ***	99,66 ***	100,0 ***	100,0****	98,62 ****	99,77 ****	99,9	100,0

Примечание. 1—5 — Барбертонский зеленокаменный пояс (1 — средний «перидотитовый коматит», формация Комати; 2 — средний «перидотитовый коматит», формация Сендспрут; 3 — средний «базальтовый коматит типа Джилук»; 4 — средний «базальтовый коматит бад-плаасского типа»; 5 — средний «базальтовый коматит барбертонского типа»); 6 — перидотит со структурой спинифекс, Маунт-Монгер, Западная Австралия (анализы 1—6 по М. и Р. Вилью); 7 — представительный высокомагнезиальный базальт (самое высокое содержание MgO из пяти имеющихся анализов), район Сибрук-Хилс, Маунт-Монгер, Западная Австралия (по Д. Вильямсу); 8 — высокомагнезиальный базальт со структурой спинифекс из верхней части серии базальтовых потоков, район Монро, зеленокаменный пояс Абитиби, Онтарио (по Д. Пайку); 9 — взвешенное среднее из пяти пород со структурой спинифекс из силла Дандональд, зеленокаменный пояс Абитиби, Онтарио (по Д. Пайку); 10 — среднее из двенадцати пикритовых базальтов, о. Баффин (по Д. Кларку); 11 — среднее из четырех оливиновых базальтов, о. Баффин (по Д. Кларку).

* — Все Fe в виде Fe₂O₃.

** — Все Fe в виде FeO.

*** — Пересчитано на безводной основе.

**** — Пересчитано без учета потерь при прокаливании (п. п. п.).

ниях, это было, очевидно, их первое опубликованное определение как закалочных структур* (для которых термин *спинифекс* теперь широко употребляется).

Вероятно, самыми лучшими обнажениями высокомагнезиальных излившихся пород на сегодняшний день являются описанные и иллюстрированные Д. Пайком с соавторами [175] (с прекрасным кратким историческим введением в проблему коматиитов) из района Мунро-Тауншип в крупном поясе Абитибии провинции Сьюпириор. Около 60 потоков обнажается в стратиграфическом разрезе мощностью около 125 м. Два анализа пород со структурой спинифекс, очевидно, представляющие состав расплава, включены в табл. 33. Низкие содержания щелочей могут быть связаны с выщелачиванием во время изменения (обратите внимание на высокие концентрации H_2O^+); содержания TiO_2 , очевидно, более постоянные при метаморфизме низких ступеней (см. гл. 8), также соответственно низки, а все эти породы, по-видимому, принадлежат к субщелочной серии.

Среди молодых пород аналогии с высокомагнезиальными базальтами редки. Некоторые примитивные высокомагнезиальные толеитовые базальты палеоген-неогенового возраста отмечены в зал. Баффин (Западная Гренландия), содержание Cr в них сравнимо с концентрациями в древних породах (см. табл. 33). В таких породах оливин иногда имеет скелетные формы, но структуры спинифекс отсутствуют. Дж. Гейл [75] отметил обилие обогащенных магнием основных лавовых потоков в раннепалеозойской офиолитовой серии Ньюфаундленда. Содержание MgO в этих породах достигает 14 %, а TiO_2 имеет отчетливо низкие значения около 0,16 %. Другие базальтовые коматииты из офиолитовых комплексов обсуждены в работе С. Сан и Р. Несбит в 1978 г. Остальные места обнаружения таких пород, включая высокомагнезиальные потоки Нуанетси (аналогичные образованиям зал. Баффин?), отмечены и обсуждены в работе К. Кокса [48].

6.4.3.3. Зеленокаменный пояс Абитибии. Этот пояс имеет возраст около 2,7 млрд лет и является крупнейшим в архейской провинции Сьюпириор (его размеры приблизительно составляют 750×200 км). Он был детально изучен А. Гудвином и Р. Ридлером [84], по работе которых частично сделано данное краткое описание. В связи с большими размерами в данном поясе имеется более сложный комплекс ассоциирующих пород, чем в барбертонском или многих других поясах. Из общей площади выходов пород этого зеленокаменного пояса, которая составляет около $9,5 \cdot 10^4$ км²: 45,6 % приходится на вулканические породы (базальтовые андезиты); 2,5 % — на базитовые интрузии; 3,6 % — на кислые вулканические породы, 16,0 % — на осадочные и 32,3 % — на граниты. Среди базитовых ассоциаций, видимая мощность которых местами достигает 12 км, снизу вверх по разрезу устанавливается переход от низ-

* А. Надретт, исходя из этих первично закалочных структур, пришел к выводу, что должны были извергаться жидкие высокомагнезиальные магмы.

кокалийевых к высокоглиноземистым толеитам. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации метаморфизма, но такие черты их магматического происхождения, как шаровая отдельность, гиадокластические разности, вариолитовые структуры и т. д., обычно сохраняются и предполагают образование этих вулканитов в подводных условиях. Местами встречаются высокомагнезиальные лавовые потоки со структурами спинифекс в ассоциации с расчлененными ультраосновными — основными интрузиями. В поясе имеется несколько дюжин главных антиклинальных и синклиналиных складок, простирающихся примерно параллельно длинной оси всей структуры. Хотя отмечается явное сжатие этих структур в меридиональном направлении, несмотря на сложную тектоническую обстановку, все же можно выделить около семи вулканических комплексов. Это определяется по концентрации отдельных ассоциаций средних и кислых вулканитов, стратиграфически перекрывающих мощный базитовый разрез, который, очевидно, значительно не меняет мощность в латеральном направлении и обычно ассоциирует с эпизональными интрузиями. Среди кислых пород дациты преобладают над риолитами, трахиты встречаются в центре, в районе Киркленд-Лейк. Этот район необычен также потому, что здесь имеются потоки базанитов в разрезе основных вулканитов.

Зеленокаменный пояс Абитибид содержит несколько сот рудопроявлений и множество шахт и рудников, из которых 150 находятся в действии. Промышленная минерализация представлена преимущественно золотоносными кварцевыми жилами и рассеянными (до массивных сульфидных) залежами (Cu—Zn—Au—Ag); оба типа четко приурочены к вулканическим комплексам среднего и кислого состава. Осадочные породы пояса представлены следующими группами: 1) разрезы вулканогенных осадочных пород мощностью до 3 км, часто грубозернистые, полимиктовые, с отчетливо выраженными беспорядочными структурами, очевидно, образовавшиеся из средних и кислых вулканических пород; и 2) разрезы более четко стратифицированных граувакк — флишевая ассоциация мощностью до 2 км, представленные удаленными от источника сноса фациями. Железорудные породы, широко распространенные в окисных сульфидных и карбонатных фациях, являются важными стратиграфическими маркерами.

Пояс Абитибид окружен смятыми в складки гранитными породами с явными интрузивными взаимоотношениями с породами пояса, хотя некоторые из них могут относиться к более древнему ремобилизованному основанию — характерному признаку гранит-зеленокаменных поясов. Внутри пояса имеется по крайней мере семь главных плутонов, каждый диаметром 70—100 км, окруженных вулканическими и осадочными породами; большинство плутонов находится вдоль осей антиклинальных поднятий, расположение магнитных и отрицательных гравитационных аномалий указывает на то, что эти плутоны имеют корни, уходящие на большие глубины. Результаты предварительного датирования показывают, что,

хотя некоторые из этих плутонов значительно моложе пояса, возраста других могут ненамного отличаться от времени образования зеленокаменных пород. Грубая билатеральная симметрия пояса определяется наличием двух главных зон субширотного простирания, в их пределах состав пород меняется от основных до кислых, с центрами извержения которых связаны обломочные породы и железорудные породы, разделенные поперечными зонами подстилающих однородных толеитовых базальтов, тонкозернистых обломочных пород и некоторыми крупными гранитными батолитами (в противоположность несимметричной островодужной системе). А. Гудвин и Р. Ридлер образование пояса связывают с «погружением тонкой гибкой архейской коры» или «раздвижением в стороны архейских коровых блоков».

6.4.3.4. Структурное положение областей архейской магматической деятельности. Увеличение концентрации радиоактивных элементов в архейское время должно было привести к возрастанию скорости выделения тепла и, следовательно, к более высокому тепловому потоку по сравнению с современным состоянием земной коры. Высокий тепловой поток мог сказаться на: 1) повышении термических градиентов в сиалической коре, что соответствует наблюдаемому широкому развитию пород гранулитовой — высокой ступени амфиболитовой фации метаморфизма в архейских гнейсовых областях; 2) более значительной протяженности зон восходящих потоков мантийного вещества, сопровождающихся извержением базитовых расплавов, аналогичных современным зонам океанических хребтов (где имеет место значительное выделение тепла), но, вероятно, более ареального характера, что выразилось в образовании структур большой протяженности. Это приводило скорее не к разобщению твердых литосферных плит, как в настоящее время, а к тому, что грандиозные базитовые извержения способствовали перегрузке и погружению сравнительно пластичной коры, что и отражается в наблюдаемой геометрии зеленокаменных поясов.

Несмотря на различия, предпринимались многочисленные попытки сравнить магматические породы зеленокаменных поясов непосредственно с породами, характерными для конструктивных и деструктивных современных обстановок в краевых частях литосферных плит. Вероятно, наиболее убедительная аналогия с современной магматической деятельностью — это магматические породы восходящих мантийных потоков — см. работу К. Конди [44], где имеются данные о средних содержаниях, временной последовательности и характере распределения РЗЭ в магматических породах зеленокаменных поясов.

6.5. МАГМАТИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ В ПРОТЕРОЗОЕ

6.5.1. Введение

Породы протерозойского возраста образовывались в течение значительно большего промежутка времени, чем сохранившиеся породы архея и фанерозоя. Несмотря на более продолжительную

геологическую историю, протерозойские магматические породы в какой-то мере менее своеобразные, чем породы, образовавшиеся до или после них и в связи с этим менее интересны, хотя такие представления в настоящее время быстро меняются. Ограниченность знаний по этому вопросу предполагает значительные оговорки для тех обобщений, которые будут сделаны ниже. В тектоническом смысле, с одной стороны, архей характеризуется преобладанием процессов переработки коры, извержениями преимущественно основных вулканитов и вертикальными движениями больших амплитуд. С другой стороны, в настоящее время мы приходим к заключению о том, что в фанерозойской каменной летописи отражены процессы, связанные главным образом с латеральными движениями крупных жестких литосферных плит. Это прекрасно подтверждается установленным расположением сейсмофокальных зон с концентрацией проявлений магматической деятельности в их краевых частях (см. гл. 3 и 5), существованием сравнительно небольшого количества присутствующих в различных местах «горячих точек» над восходящими мантийными потоками (см. гл. 3 и 4) и возможным контролем отдельных, менее значительных проявлений магматизма литосферными разломами.

Граница архей—протерозой с определенной долей условности некоторыми геологами оценивается в 2,4 млрд лет, что соответствует наиболее «молодым» значениям из серии близких возрастных датировок «кеноранской орогении» на Канадском щите. Однако подразумеваемая «всеобщее значение» орогении вызывает сомнение с позиций установленных значительных временных интервалов образования зеленокаменных поясов и тесно связанных с ними гранитоидных формаций. Очевидно, более точно и обоснованно данная граница может быть проведена по смене типично архейского тектонического стиля зеленокаменный пояс—гранитный диапир началом преимущественно постепенного, стабилизированного развития земной коры, как, например, это устанавливается по сохранившимся недеформированным осадочным покровам и региональным системам дайковых поясов. Однако такое изменение характера тектонического развития, вероятно, должно быть диахронным. Например, слабо деформированные осадочные породы системы Витватерсранд в Южной Африке дают K—Ar возраст 2,7 млрд лет и местами перекрывают аналогичные недеформированные вулканические породы серии Доминион-Риф, имеющие возраст 2,8 млрд лет; этот возрастной диапазон древнее, чем время формирования некоторых типичных зеленокаменных поясов в других районах мира.

Время начала движения крупных плит, типичного для фанерозоя, в значительной степени дискуссионно — в пределах интервала от 1800 до 600 млн. лет. Офиолиты или метаморфические пояса высоких давлений — низких температур пока достоверно не установлены среди протерозойских пород; вулканические образования, сравнимые с породами ОПСЗ, и возможные признаки границ плит известны с начала среднего протерозоя и в верхнепалео-

зойских породах. В то время как граница архей—протерозой определяется в основном тектонически, граница протерозой—фанерозой, конечно, точно датируется раннедокембрийскими макроскопическими фоссилиями с твердыми оболочками в 570 млн лет. Удивление также вызывает точное совпадение этого рубежа, установленного на основании изучения биологической эволюции, с крупным изменением характера тектонического развития.

Тем не менее, с некоторыми оговорками относительно нижних и верхних пределов, отчетливый и преобладающий тектонический стиль протерозоя заключается в развитии широких метаморфических поясов, иногда значительной протяженности. Эти пояса частично перерабатывают, частично окружают древние архейские кратоны. Эти протерозойские метаморфические пояса, очевидно, не могут быть объяснены как краевые структуры движущихся относительно друг друга плит, а скорее представляют собой широкие зоны интраплитной активизации. Обширные пространства кварцполевошпатовых областей были переработаны с изменением их радиологического возраста без значительных проявлений вулканизма или тектонической обстановки характерной для океанического дна.

Этот вид энсиалического орогенеза, вероятно, не связанный с тектоникой плит, объяснялся в рамках модели эластичного растяжения и сжатия нижних частей земной коры, так называемой модели «миллипед» (millipede) [236]. По этой модели, развиваемой Х. Винни-Эдвардсом, уже достаточно мощная, но все еще находящаяся в субсолидусном состоянии протерозойская сиалическая кора (в противоположность возможно менее мощной и значительно более разогретой архейской коре),двигающаяся исключительно по мантии, может подвергаться воздействию сохранившихся мощных мантийных «горячих точек» или «горячих линий». Результатом воздействия этих предполагаемых термических неоднородностей в протерозойской мантии является в общем не развитие спрединга морского дна или деятельность вулканов мантийного происхождения, продукты извержения которых проходят через хрупкую литосферу и кору (как в фанерозое), а разогрев нижних частей земной коры, так что в участках со сравнительно горячей подстилающей мантией земная кора становится способной к пластичному течению с развитием гранит-мигматитов в нижних горизонтах и пород высокотемпературных фаций метаморфизма в верхних горизонтах. Иногда, как в случае анортозитовых массивов, в сиалическую кору могут внедряться большие объемы основных магм и вызывать местные обрушения. Местами также значительные объемы анатектических (?) кислых магм могут проникать в эпизону. Сжатие могло быть неравномерным скорее в результате сдвигов, чем пластичности коры, и некоторые основные и ультраосновные породы могли внедряться в зоны расланцевания.

Такие представления необязательно должны исключать развитие механизма тектоники плит как особенности протерозойского периода. Например, новая кора океанического типа действительно

рождались в местах разрыва континентальной коры с последующими излияниями основных пород. Иногда бывают заметны особенности, напоминающие обстановку на границе плит. Однако породы, характерные для таких условий, очевидно, не образовывались в значительном масштабе по сравнению с фанерозойским периодом.

По-видимому, не существует простейшей модели, объясняющей явно мультивариантное развитие протерозойской коры глобальными тектоническими явлениями. Поскольку магматические породы являются характерными продуктами различных процессов, возможно отдельное рассмотрение нескольких примеров, но широта данного обзора не может соперничать с многосторонним подходом Б. Уиндли.

6.5.2. Ранние базитовые интрузивы

Великая Дайка Зимбабве с возрастом около 2,5 млрд лет — редкий пример неизменной протерозойской интрузии. Она имеет длину, включая комплекс сателлитов, около 600 км, а ширину 5—8 км и демонстрирует синклинальный разрез расслоенных кумулатных пород. Великая Дайка под крутым углом сечет типичный архейский зеленокаменный пояс и гранитную область, а более поздние деформации ограничены несколькими поперечными сдвигами. Изучение расслоенной серии пород Великой Дайки, облегченное обнаженностью поперечного синклинального разреза, а также погружением оси этой структуры, показывает, что она является частью четырех соприкасающихся лополитов. Наиболее крупный из них обладает характерной *латеральной* скрытой расслоенностью вдоль падения главных подразделений ритмов, которые, вероятно, связаны с внедрением порций недифференцированной магмы. Большая часть обнаженных выходов Великой Дайки представлена ультраосновными оливиновыми, хромитовыми и ортопироксеновыми кумулатами, местами перекрытыми габброидными кумулатами. Такие доказательства, как расчеты валового состава обнаженной части разреза, толентовый тренд, состав кумулятивных оливина и ортопироксена в самых нижних частях расслоенной серии, обогащением хромом и состав даек — сателлитов, ясно указывают на то, что исходная магма Великой Дайки была сродни высокомагнезиальному базальту.

Эта кора с возрастом 2,5 млрд лет была достаточно жесткой для того, чтобы при воздействии очевидно однородного поля напряжений образовать непрерывную трещину растяжения длиной около 600 км, включая комплекс даек — сателлитов. Расчеты, проведенные для обнаженной части и основанные на морфологии, составе интрузии и геофизических данных, показывают, что около $3,5 \cdot 10^4$ км³ высокомагнезиальных базальтов внедрилось вдоль всего этого разлома, т. е. около 60 км³ магмы на 1 км, в геологически короткий период времени охлаждения интрузии. Это событие, связанное с высокой степенью плавления мантийного вещества,

ва, не привело к раздвижению плит или образованию зеленокаменного пояса.

В Западной Австралии имеется группа аналогичных по структурным особенностям интрузий. Среди них можно выделить каноэобразное норитовое тело Джимберлана, длиной 180 км, при максимальной ширине 25 км, с возрастом 2420 млн лет, секущее метаморфические породы, датировки которых оцениваются около 2670 млн лет. Расчеты показывают, что исходная магма этой интрузии отвечает высокомагнезиальному базальту. Субпараллельно этой интрузии и даже больших размеров залегает дайка Биннериндж, длиной 320 км, при максимальной ширине 3,2 км, обладающая вертикальной расслоенностью, представленной застывшими кумулатами. Присутствие инвертированного пижонита в краевых оливин-бронзитовых габбро и оливин-бронзит-кварцосодержащих габбро указывает на эволюционированный характер родоначальной магмы и ее принадлежность к толеитовой серии. Очевидно, мы имеем достаточно доказательств того, что этот феномен серии Великой Дайки не единичное петрохимическое или структурное явление в позднеархейское — раннепротерозойское время.

6.5.3. Протерозойские «орогенные» пояса

Широкие пояса коровых пород, часто с большим количеством мигматитов, дающих различные значения радиологического возраста метаморфизма в пределах протерозойского времени, известны на всех штах. Наиболее хорошо изучены породы: провинций Черчилл (разделяющей архейские области Сьюлириор и Слейв) и Гренвилль (Канада); пояса Нагсугтокидиан в Гренландии (расположенного к северу от древней архейской области); лаксфордской составляющей гнейсов Льюис в Шотландии; свекофениды и, очевидно, ремобилизованные карелиды (ограничивающие более древние архейские породы на севере), которые совместно подстилают большую часть территорий Финляндии и Швеции; пояса Лимпопо Южной Африки (разделяющего архейские породы Трансвааля (ЮАР) и Зимбабве); многочисленных поясов Центральной Африки (частично разделяющих более древние породы); бирримиды Западной Африки и т. д.

Эти пояса имеют несколько характерных особенностей. Как показывает изучение сохранившихся фрагментов архейских щитов и некоторых раннепротерозойских недеформированных и неметаморфизованных осадочных разрезов: все типы земной коры в пределах данных поясов были переработаны в протерозое; такие пояса не обладают отчетливо выраженным директивным надвиговым типом тектонического строения, характерным, например, для Альпийских и Гималайских горных цепей; вулканизм ОПСЗ преимущественно отсутствует; нет офиолитов; отсутствует голубосланцевый метаморфизм; эти пояса обычно очень широки по сравнению с фанерозойскими; местами древнее основание в значительной степени захвачено деформациями и метаморфической перекристалли-

зацией, особенно в пров. Гренвилль (как демонстрируют окаймленные гнейсовые купола карелид). Весь этот комплекс особенностей привел Х. Винни-Эдвардса к модели миллипед, о которой упоминалось выше.

Хотя эти породы традиционно попадают в область исследований петрологов-метаморфистов, однако некоторые их интересные особенности обнаруживаются с точки зрения петролога-магматиста. Одной из таких особенностей является обилие мигматитов. Многие из классических работ, посвященных этим сложным породам, были проведены Дж. Седерхольмом и П. Холшквистом при изучении протерозойских образований Финляндии и Швеции и по традиции продолжены скандинавскими петрологами П. Эсколой, В. Мармо, М. Хаарме.

6.5.4. Зоны рассланцевания, ассоциирующие с основными и ультраосновными породами

Одной из особенностей протерозойских деформаций является неоднородность температур, достигаемых при метаморфизме, и напряжений, меняющихся от места к месту, причем последние иногда варьируют весьма значительно на небольших расстояниях в пределах одного пояса. Например, Дж. Суттон и Дж. Уотсон описали обособленную зону рассланцевания в пределах области переработанной лаксфордским метаморфизмом, которая местами содержит многочисленные мигматиты, образовавшиеся, скорее всего, во время того же тектонического эпизода. Вероятно, относительное обогащение существовавшими ранее гранитными породами приводит к локальному обилию мигматитов; включения прослоев осадочных пород часто подвергаются также значительным деформациям [236]. Х. Винни-Эдвардс обратил внимание на крупные «трансформные зоны рассланцевания» в пределах пров. Гренвилль и связал их особенности с дифференцированным движением сегментов коры, перемежавшихся с различными скоростями.

Два крупных «фронта» ограничивают провинцию Черчилл вдоль ее контактов с более древними архейскими породами пров. Слейв на северо-востоке и пров. Сьюпириор на юго-западе, известны под названиями Телон и Нельсон соответственно. Поперек обоих фронтов наблюдается быстрый переход от архейских структурных направлений к более молодым протерозойским, параллельным простиранию фронта. Фронт Нельсон содержит многочисленные линзы метаморфизованных перидотитов.

6.5.5. Анортозиты

Анортозитовые массивы, очевидно, были внедрены в среднепротерозойское время в области развития пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Наибольшая концентрация

анортозитов установлена в пров. Гренвилль и областях к северу от нее, особенно на п-ове Лабрадор. Известные определения радиологического возраста этих пород довольно хорошо группируются вокруг значения 1,4 млрд лет. В качестве примера можно рассмотреть одно из анортозитовых тел, расположенных к северу от Гренвилльского фронта, так как оно не было подвержено каким-либо более поздним метаморфическим преобразованиям гренвилльского возраста.

Одним из таких тел является интрузия Мичикамау, описанная Р. Эмсли. Расположенная на п-ове Лабрадор, в 100 км к северу от гренвилльского фронта, интрузия Мичикамау обнажается на площади около 2000 км². Реконструкция с учетом падения тела и разрывной тектоники показывает, что это тело выглядит как воронкообразная интрузия, прослеживающаяся на глубину 15 км. Внутри тонкой оболочки, представляющей собой закаленную эндоконтактовую фацию, по составу предположительно отвечающую родоначальной субщелочной основной магме, расположена расслоенная серия троктолитовых кумулатов со структурами, характерными для расслоенных базитовых интрузий, в составе которых преобладают кумулатные фазы оливина и плагиоклаза размером 1—3 мм. Элементы скрытой расслоенности выражаются, например, в изменении состава плагиоклаза при движении вверх по разрезу от Ap_{72} в нижних обнаженных структурных уровнях до Ap_{50} в верхних горизонтах. Выше этой серии залегает массивная шляпа груборасслоенных анортозитов мощностью 3,5 км, сформировавшаяся при направленной *вверх* аккумуляции кристаллов плагиоклаза (единственная кумулатная фаза), некоторые из них имеют очень крупные размеры (обычно 1—3 см, реже до 50 см), что, предположительно, является следствием их длительного роста во время нахождения во взвешенном состоянии в магме перед окончательной аккумуляцией в верхних частях магматической камеры. Скрытые вариации изменения составов минералов в этом массивном анортозитовом слое имеют *обратную* тенденцию и направлены вниз по разрезу от Ap_{55} в верхних частях до Ap_{44} в нижних. Образуется интересное перекрытие составов кумулатного плагиоклаза в явно разнонаправленных (вверх и вниз) кумулятивных сериях. Присутствие в данном «бутерброде» слоя более или менее однородных геденбергитовых диоритов и фаялитовых адамеллитов, расположенного между нижней отчетливо расслоенной серией и верхними анортозитами, а также секущих анортозитов тел того же состава, свидетельствует о наличии остаточных расплавов, образовавшихся в результате интенсивного фракционирования.

В противоположность этой сравнительно просто устроенной интрузии, анортозитовые тела в пределах пров. Гренвилль интерпретировать более сложно. Гравиметрические данные указывают на то, что некоторые из них залегают выше значительных масс основных пород, хотя отдельные анортозитовые тела могли быть отделены от их базитовых корней во время деформации. В минералогии

ческом отношении эти гренвилльские анортозиты обладают эффектными признаками метаморфической перекристаллизации. Во многих из них присутствует различное количество темных удлиненных антипертитовых первичных кристаллов плагиоклаза с искривленными двойниками, эти кристаллы располагаются в основной массе более светлого метаморфически перекристаллизованного гранобластового плагиоклаза, имеющего тенденцию к образованию прямолинейных границ и тройных сочленений; полосчатые прослойки первично-интеркумулусных темноцветных минералов также перекристаллизованы в зернистые агрегаты авгита, гиперстена и рудных минералов. Следовательно, видимые в крупных плагиоклазах деформационные структуры являются метаморфическими, а не магматическими. Наличие таких признаков одно время позволило предположить, что анортозиты возникли в результате тектонического фильтр-прессинга кристаллизующейся взвеси, обогащенной плагиоклазом (большая часть доступных анортозитовых массивов в пределах района их распространения в действительности приурочена к гренвилльской метаморфической области). Теперь можно представить, что возраст анортозитов омолаживается при движении на юг и что некоторые из них могли быть внедрены во время фазы гренвилльского метаморфизма в условиях гранулитовой фации. По результатам экспериментов, при высоком давлении P_{H_2O} температура анортит-диопсидовой эвтектики снижается и эвтектический состав смещается в сторону обогащенных плагиоклазом составов. Однако попытки интерпретации преимущественно плагиоклазового состава обнаженных частей многих массивов, исходя из кристаллизации необычно обогащенной водой базитовой магмы, сталкиваются с трудностями объяснения незначительного количества водосодержащих минералов магматического или аутометаморфического происхождения.

Вероятно, проявленный в значительном масштабе механизм направленной вверх аккумуляции плагиоклаза в крупных магматических камерах, заполненных субщелочной базитовой магмой, как это описал К. Эмсли, является единственным процессом, обусловившим характерные особенности анортозитовых массивов.

Ограниченность образования этих замечательных субщелочных расслоенных интрузий, внедрение которых, очевидно, сопровождалось проседанием разогретой земной коры, до сих пор является предметом дискуссий. Попытки коррелировать их с плутоническими эквивалентами известково-щелочного вулканизма ОПСЗ не убедительны. Х. Винни-Эдвардс [236] обратил внимание на отчетливо выраженное меридиональное расположение анортозитовых массивов на п-ове Лабрадор и в провинции Гренвилль и довольно просто объясняет это, предполагая, что они трассируют положение мантийных горячих точек и сопровождалось базитовыми извержениями на медленнодвигающейся протерозойской коре, которая была слишком пластична для того, чтобы подвергаться раскалыванию подобно фанерозойской литосфере.

6.5.6. Специфические кислые магматические породы, граниты рапакиви

Широко известным классическим местом распространения гранитов рапакиви является район Галф в Финляндии, где они образуют массив, достигающий в поперечнике 100 км. Это среднепротерозойские образования, их радиологический возраст составляет около 1,7 млрд лет. Они считаются посторогенными и в действительности являются анорогенными, образуют типичные эпизональные, часто содержащие много друз, интрузии однородных порфировых гранитов, небольшие порфировые интрузии местами дают эруптивные брекчии. Многие их разновидности являются флюорит-содержащими, а циркон — это обычный аксессуарный минерал. Граниты рапакиви характеризуются главным образом низким или очень низким цветным индексом, концентрациями SiO_2 от 64 до 77 %, характерным высоким содержанием K_2O примерно 4,7—6,8 %, при избыточных значениях Na_2O в пределах 2,3—3,4 % они значительно богаче K_2O , чем некоторые идеальные граниты. Учитывая эти особенности их химического состава, первым должен был кристаллизоваться щелочной полевой шпат, обогащенный ортоклазовой составляющей, в большинстве разновидностей вместе с бипирамидальными кварцевыми фенокристаллами. Наиболее широко известной структурной особенностью многих (но не всех) пород из ассоциации рапакиви является характерное облекание части ранних, как правило, овоидных розовых ортоклазовых фенокристаллов белым натриевым плагиоклазом. Овоидная форма — очевидно, просто результат низкой энтропии плавления обогащенных калием санидинов. Характерные обрастания связаны с последовательной кристаллизацией в неглубоких магматических камерах и являются результатом воздействия восходящих потоков магматической воды на кристаллизующийся расплав, вызывая повышение давления («магматические избыточные давления» [102]), во время кристаллизации область ликвидуса сужается до точки, пересекающей сольвус. Таким образом, два щелочных полевых шпата (один, еще обогащенный ортоклазовой составляющей, а другой сравнительно натровый) начинают кристаллизоваться один на месте другого.

Убедительные аналогии фанерозойских образований с этими особыми гранитными ассоциациями отсутствуют, а вопросы их происхождения остаются нерешенными (часть этих проблем затронута в работе, посвященной обзору фактического материала по породам комплекса основания внутренних континентальных районов США и касающейся также трех крупных древних вулканоплутонических провинций преимущественно риолитового состава, радиологический возраст которых оценивается примерно в 1,2 млрд лет [146]).

6.5.7. Грандиозные мафические извержения, возможно, создавшие протерозойскую океаническую кору

Предполагается, что кивинованские лавы провинции оз. Верхнего (Сьюпириор), возраст которых оценивается примерно в 1,1 млрд лет, представляют молодой зеленокаменный пояс, образовавшийся в сравнительно более жесткой и стабильной, по сравнению с архейской, земной коре или рассматриваются в качестве ранних платобазальтовых ассоциаций. Доказательства в пользу толеитовой природы этих серий и проблемы, связанные с различной степенью разрушения и метаморфизма этих пород, кратко рассмотрены в гл. 4.

Обширные обзоры, посвященные кивинованским сериям, показывают, что за короткий период, около 20 млн. лет, преимущественно в результате трещинных излияний были образованы семь частично перекрывающихся лавовых плато мощностью 2,5—7 км, распространенные на площади размером около 250×130 км. Рифтогенные условия, возможно, со спредингом до 90 км, сопровождались растяжением и привели к образованию меланократовой коры, для которой, по сейсмическим данным, местами предполагается мощность 55 км. Значительные магнитные и гравитационные аномалии указывают на то, что сходные породы и структуры простираются на юг вплоть до Канзаса — так называемый «срединно-континентальный гравитационный пик».

По возрасту эти мощные извержения основной магмы (очевидно, вместе с коагматичными габброидами Дулут, распространенными в районе Пижон-Поинт, по которому получил свое название минерал пижонит) перекрываются с периодом проявления магматизма и деформаций в пров. Гренвилль, расположенной на востоке. Таким образом, кивинованские лавы и связанные с ними магматические породы мы можем отнести к примеру (редкому), доказывающему возможность образования протерозойской океанической коры в результате корового взламывания, в противоположность более распространенному тектоническому процессу энсиалического пластичного спрединга.

6.5.8. Протерозойские пояса с возможным характером граничных плитовых структур и связанные с ними породы

Дж. Мур [144] описал несколько примеров протерозойского вулканизма на Канадском щите и пришел к заключению, что «действие тектоники плит во время этого интервала (протерозойского) хотя и не доказано, но согласуется с имеющимися данными».

Наиболее простым примером является структура «Коронейшен синклен», расположенная на северо-западном фланге архейской провинции Слейв. Осадочные породы геосинклинали представлены миогеосинклинальными карбонатными фациями и эвгеосинклинальными тонкозернистыми обломочными образованиями, распространение которых на западе ограничено батолитом Грейт-Бёр.

Это значительный пояс эпизональных интрузий гранодиорит-гранитного состава, обнаженная площадь которых составляет примерно 450×125 км, внедрившихся в мощную серию вулканических пород. В разрезе серии снизу вверх выделяются: отчетливо выраженная бимодальная базальт-риолитовая ассоциация; циклическая последовательность андезитов, дацитов и трахидацитов и некоторое количество эпикластических пород; очень мощные уплотненно-спекшиеся пепловые покровы дацит-риолитового состава. П. Хофман и Дж. Макглин пришли к заключению, что батолит связан с зоной субдукции и внедрился в область, которая начала свое развитие по типу энсиалического рифта.

Аналогичный среднепротерозойский разрез, представленный преимущественно бимодальной вулканической серией известково-щелочного типа, содержащий низкокальциевые толеиты, большое количество риолитов и немного андезитов, прорванный более поздними тоналит-гранодиоритовыми батолитами удлиненной формы, описан к северо-западу от Квинсленда [225] и интерпретируется как формация, образовавшаяся на континентальной окраине, сходная с аналогичными образованиями Анд.

Лабрадорский трог выполнен основными породами. Наличие среди них некоторого количества ультраосновных разновидностей позволяет исследователям проводить аналогии с офиолитами. Пояс простирается в меридиональном направлении примерно на 1000 км и с обеих сторон граничит с архейскими гнейсами, которые на востоке вторично метаморфизованы в протерозое. В бассейне выделяется два (возможно три) седиментационных цикла. Каждый цикл представлен разрезом, который начинается ортокварцитами и завершается известняками (с железорудной формацией). В верхних горизонтах бассейна эти породы сменяются сланцами и флишевой формацией на западном фланге, а на восточном они перекрыты мощными лавовыми потоками базитов, интрузиями габбро и телами ультраосновных пород. Пересечения указывают на опрокинутое залегание слоев с падением к западу, что до некоторой степени согласуется с направлением надвигов фанерозойских складчатых поясов. Однако очевидная аналогия в строении разреза, структуре и масштабах с фанерозойским складчатым поясом отсутствует.

Можно утверждать, что после осуществления переинтерпретации современной и фанерозойской магматической деятельности с позиций тектоники плит еще большие споры ведутся среди петрологов в настоящее время относительно происхождения докембрийских магматических пород.

7.1. ВВЕДЕНИЕ

В начале XX в. термин петрогенезис применительно к магматическим породам использовался главным образом для определения процессов, которые в настоящее время мы предпочитаем объединять под названием дифференциация. Так, например, Н. Боуэн в книге «Эволюция изверженных пород», опубликованной в 1928 г., касается в основном дифференциации и процессов фракционирования. Определения большинства данных явлений дифференциации (см. гл. 1) могут быть отчетливо обоснованы результатами непосредственных полевых наблюдений, и эти процессы теперь в значительной степени учитываются и поняты петрологами.

В настоящее время термин петрогенезис используется в связи с процессами непосредственного образования магмы, а в случае базитовых магм — с явлениями, имеющими место непосредственно в мантии. Успехи нашего познания отражает синтез научных работ последних десятилетий, посвященных экспериментам при высоких давлениях, применению построений на базе тектоники плит, интерпретации геофизических данных, и связаны они с увеличением количества аналитических данных, особенно по рассеянным элементам и изотопии.

Многие характерные серии магматических пород, рассмотренные в гл. 2—6, дифференцированы; их компоненты указывают на существенные отличия родоначальных магм, очевидно происходящих из различных исходных (первичных) типов магм, образовавшихся в определенных мантийных условиях. Области генерации базитовых магм не обнажены, и, следовательно, на выводы по этому вопросу имеется значительный элемент влияния модных построений, базирующихся преимущественно на последних достижениях экспериментальных работ при повышенных давлениях. Магмы, из которых образовались некоторые средние и кислые породы, могли генерироваться в нижних горизонтах земной коры, но здесь также есть элемент неопределенности (и, конечно, многочисленные постоянные дискуссии).

В историческом контексте последних лет интересно сравнить содержание сравнительно короткой главы, посвященной петрогенезису из работы Ф. Тернера и Дж. Ферхугена, с более детальным обзором И. Кармайкла (и подходы этих авторов к решению данной проблемы) и особенно с гл. 1 и 7 данной работы, где показано, что познание системы мантия—магма представляется ключом к пониманию магматической петрологии. Однако читателю следует быть осторожным и не забывать высказывание И. Кармайкла о том, что «образование основной магмы во всем ее многообразии... понято только в очень незначительной степени» и, конечно, о том,

что происхождение многих гранитных магм еще значительно более сложно, чем одно только фракционирование мантийных магм.

Несмотря на то, что автор является агностиком в отношении предельной точности познания петрогенезиса основных пород (каждый новый подход, казалось бы, является обещающим, а затем сталкивается с большими сложностями), некоторые из принципов в качестве понятий в настоящее время рассмотрены в следующих разделах.

7.2. СОСТАВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Мантийные породы залегают между внешней границей ядра на глубинах 2900 км и границей Мохоровичича (Мохо), расположенной в основании как континентальной, так и океанической коры. Ниже границы Мохо скорость продольных сейсмических волн (v_p) резко возрастает до характерных значений — в целом более 8 км/с. Несколько способов доказательств показывает, что область генерации основной магмы располагается в пределах верхней мантии, но ниже основания литосферы. Таким образом, определенная геофизически и в значительной степени благополучно скрытая от непосредственного наблюдения мантия стала жертвой большинства сверхобобщений. Однако реальные доступные образцы создают совершенно разнородную группу:

1) массивные тела гарцбургитов, мощность которых достигает нескольких километров в офиолитовых комплексах, ассоциирующие в отдельных случаях с небольшими телами, сравнительно обогащенными клинопироксеном;

2) нодули эклогитов из кимберлитов;

3) нодули лерцолитов, обычно гранатсодержащие, практически характерные только для кимберлитов, в которых встречаются также небольшие количества нодулей дунитов, гарцбургитов и породы с другими сочетаниями минеральных составляющих лерцолита;

4) редкие гроспидитовые нодули из отдельных кимберлитов;

5) нодули шпинелевых лерцолитов, характерные для многих базанитов, нефелинитов и некоторых типов щелочных базальтов; происхождение этого класса нодулей дискуссионно, т. е. возникают вопросы: представляют ли они «среднюю мантию» и образовались ли на несколько меньших глубинах по сравнению с лерцолитовыми нодулями кимберлитов или являются (перекристаллизованными) продуктами фракционирования первичных щелочных базитовых магм, или это представители мантии, деплетированной во время парциального плавления? Таким образом, могут или не могут эти породы быть связаны с ксенолитами в основной магме?

Наряду с этими реальными образцами имеются и другие указания неоднородности мантии:

6) величина v_p , хотя в целом свыше 8 км/с для верхних частей литосферной мантии, в действительности же варьирует от 8,0 до 8,4 км/с;

7) *низкоскоростной слой (НСС)*, известный также как *астеносфера*, находится ниже литосферы как под океанической, так и под континентальной корой. Глубина залегания его основания приблизительно оценивается в 250 км, а кровли — 100—200 км под континентальными областями и 50—70 км в районах океанов и несколько меньше под океаническими хребтами. Наблюдаемое незначительное уменьшение скоростей продольных волн и ощутимое уменьшение скоростей поперечных волн (v_s) согласуется с тем, что НСС содержит около 1% расплава, образовавшегося при частичном плавлении. Судить о составе данного слоя по сейсмическим данным трудно, однако состав «пиролита» (см. разд. 7.3.1), минералогическим эквивалентом которого является гранатовый или шпинелевый лерцолит в зависимости от глубины, согласуется с имеющимися данными; соображения, основанные на химическом составе БСОХ, показывают, что по крайней мере под океанами НСС значительно обеднен наиболее плавкими компонентами в результате одного или более эпизодов частичного плавления;

8) астеносферная мантия с пониженными скоростями v_p до 7,8 км/с подстилает поверхность Мохо в Афаре и Исландии, это может свидетельствовать о существовании сравнительно разогретых участков в районах восходящего мантийного потока (его наличие определяется из геохимии ассоциирующих изверженных пород, которая значительно отличается от среднего состава астеносферы, и свидетельствует об обогащении железом и несовместимыми элементами);

9) данные по базальтам срединно-океанических хребтов, рассмотренные в гл. 3, свидетельствуют о значительной степени обедненности астеносферной мантии вне связи с влиянием восходящих мантийных потоков;

10) установленное погружение литосферных плит, исходя из высоких значений величин Q (качественное выражение неупругости мантии), связанных с зонами Беньофа, подразумевает перемещение океанической коры (переходящей в эклогит примерно ниже 100 км), гарцбургитовых и других деплетированных мантийных пород на значительные глубины внутрь мантии;

11) в различных местах кимберлиты содержат разные количества нодулей от эклогитового до лерцолитового состава. Точное значение этого не ясно, но, исходя из высоких плотностей (установливаемых по сейсмическим данным), гранат (являющийся более плотным, чем магнезиальный оливин и пироксены) скорее всего играет большую роль, по крайней мере в нижних частях литосферы. Эклогит может образоваться либо при фракционировании базитовых магм на глубине, либо при перекристаллизации материала погруженной океанической коры;

12) ограничения, налагаемые значениями отношений $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в коматитах, предполагают существование продуктов высокой степени плавления мантии, после чего остается только оливин-ортопироксеновый остаток, что позволяет говорить для архейского вре-

мени о расслоенной мантии, в которой содержание граната увеличивается с глубиной;

13) кроме того, имеется возможность вариаций состава мантии, из которой могли генерироваться базитовые магмы, во времени. Если взять современную скорость извержения основных пород из океанической коры, по несколько консервативным обобщенным оценкам, около 20 км^3 в год (см. гл. 3) и даже не учитывать неизвестную возможность появления значительных количеств базитовой магмы, которая могла кристаллизоваться ниже наблюдаемых коровых уровней в мантии, интерполировать эти расчеты до времени 4,5 млрд лет (хотя эта скорость в прошлом могла быть выше) и принять, что для образования одной части базальтовых пород около четырех частей мантии должны подвергнуться частичному плавлению, то можно рассчитать, что свыше $300 \cdot 10^9 \text{ км}^3$ мантии переработано таким образом и, следовательно, дифференцировано по составу. Эта расчетная величина составляет около 35 % мантии.

В общем, хотя масса всех горных пород (в конечном счете образовавшихся из мантии) составляет не более 0,42 % массы Земли или 0,62 % массы мантии, в любом случае это не может означать, что мантия, непосредственно подстилающая земную кору, является или являлась постоянным фактически бесконечным неиссякаемым источником пород в процессах магматического петрогенеза. Тем не менее, хотя общепризнанный «средний» состав верхней мантии и представлял бы большое удобство для петрологов-магматистов при построении ими различных моделей, такая концепция, очевидно, является совершенно бездоказательной.

Исходя из всех имеющихся данных, можно прийти к выводу о том, что самые верхние несколько километров мантии сложены тугоплавкими, обогащенными Mg гарцбургитами с очень небольшими содержаниями Na, K и Ti и значительно обедненными несоместимыми рассеянными элементами. Ниже преобладающими породами должны быть лерцолиты в сочетании с различными количествами эклогитов. Лерцолит в сочетании с оливином, ортопироксеном и клинопироксеном должен содержать глиноземистые фазы — либо шпинель на сравнительно небольших глубинах, либо гранат на больших глубинах. На еще более глубоких уровнях и, вероятно, вне области образования всех обычных магм в лерцолитовой мантии может присутствовать неизвестное количество тел гроспидитового состава.

В качестве возможного преобладающего мантийного источника для большинства примитивных базитовых магм, на рассчитанных глубинах их образования, выбор явно следовало бы остановить на составе гранатового лерцолита. Он имеет необходимую плотность, удовлетворяющую ограничениям, налагаемым изостатическими и сейсмическими скоростными данными, и обладает способностью генерации ряда основных расплавов за счет частичного плавления при подходящих давлениях. Исходя из доказательств, результаты которых совпадают по изучению нодулей различного состава, и

Возможные приближения к составам верхней мантии

Элемент	1	2	3
SiO ₂	44,2	46,53	45,16
Al ₂ O ₃	2,7	1,84	3,54
Fe ₂ O ₃	1,1	—	0,46
FeO	7,3	6,7*	8,04
MnO	0,15	0,11	0,14
MgO	41,3	41,98	37,47
CaO	2,4	1,47	3,08
Na ₂ O	0,25	0,16	0,57
K ₂ O	0,015	0,15	0,13
TiO ₂	0,1	0,33	0,71
P ₂ O ₅	Н. о.	0,02	0,06
Cr ₂ O ₃	0,30	0,38	0,43
NiO	0,20	0,32	0,20
Сумма	100,015	99,99	99,99

Примечание. 1 — однотипный состав анализов ультраосновных включений в кимберлитах и основных породах, отобранных исходя из представлений о том, что они наиболее вероятно представляют средний состав недеплетированной мантии (по П. Харрису); 2 — среднее из девяти анализов включений гранатовых перидотитов из южноафриканских кимберлитовых трубок; пересчитано на 100 %, без H₂O и CO₂ (по Д. Карсуэлли и Дж. Даусону); 3 — пиролит (по Д. Грину и А. Рингвуду). Н. о. — не определялось.

* Все Fe в виде FeO.

соображений, касающихся магмагенерирующих процессов, в работе П. Харриса [93] приведен ограниченный ряд возможных составов недеплетированной мантии (табл. 34). Минералогически данная расчетная средняя мантия состоит примерно из 65 % форстеритового оливина, ортопироксена, клинопироксена и граната, количество каждого из которых чуть более 10 %. На меньших глубинах данный состав может быть представлен 65 % оливина, около 2 % шпинели и равными количествами глиноземистых орто- и клинопироксенов. Взяв среднее из анализов нодулей гранатовых лерцолитов, получим средний анализ из табл. 34. Следует отметить отчетливо выраженную гиперстен-нормативную природу этого, возможно, наиболее точно определенного среднего состава верхней мантии, пригодного для петрогенетических построений.

Имеется некоторая неопределенность относительно возможности существования в верхней мантии небольших количеств водных фаз, таких как амфибол (потенциально стабильный до глубины около 80 км) и флогопит (потенциально стабильный до глубины около 100 км). Хотя многие нодули не содержат водных минералов и хотя некоторые водные минеральные составляющие нодулей могли быть образованы в результате реакций с вмещающими их водосодержащими базитовыми магмами во время достижения по-

верхности, небольшая часть нодулей все же содержит, очевидно, первичные амфиболы и флогопиты. Некоторая неопределенность остается вследствие возможной миграции H_2O и других главных летучих компонентов (CO_2) в верхней мантии, имеющих важное значение при рассмотрении процессов петрогенезиса. Отметим также, что неоднородность состава верхней мантии увеличивается и связана с различной степенью обеднения в результате частичного плавления и удаления жидкой фазы [94].

Более детальное обсуждение этих положений дано А. Рингвудом в его книге «Состав и петрология мантии Земли».

7.3. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

7.3.1. Исходный материал для экспериментов при высоких давлениях

Исходя из достижений классических экспериментальных работ при атмосферном давлении следует ожидать, что смеси простых компонентов являются хорошей отправной точкой. В большинстве экспериментов по изучению солидусных и ликвидусных температур и определению кристаллизующихся фаз используется система CMAS ($CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$), которая, конечно, состоит из компонентов форстерита, энстатита, диоксида, пироба и шпинели; магниевые конечные члены этих минеральных составляющих соответствуют расчетному мантийному лерцолиту.

Для обеспечения депрессионного эффекта при температурах плавления остальных главных оксидов, особенно оксидов железа и щелочей, другие исследователи (например, М. О'Хара) выбирают для экспериментов также и природные нодули гранатовых лерцолитов из кимберлитов.

Д. Грин и А. Рингвуд [85] ссылаются на искусственную смесь подходящего состава, названную пиролитом. Она готовится из трех частей гардбургита и одной части толеита (см. табл. 34). Это разумное решение проблемы, поскольку частичное плавление ряда исходных мантийных пород предположительно дает составы океанических толеитов, а тугоплавкий остаток при этом эквивалентен альпинотипному гардбургитовому перидотиту, который является составляющим офиолитов. Пересчет представительных анализов этих двух природных типов пород в соответствующих, хотя и довольно произвольных, пропорциях должен, тем не менее, дать приближенный к реальному состав исходного мантийного материала. Состав пиролита дважды несколько менялся с момента предложения А. Рингвудом его оригинальной концепции в 1966 г., так что в литературе можно найти ссылки на пиролит, I, II и III [86].

Температуры начала сухого плавления природного перидотита, пиролита и соответствующего состава CMAS при повышении давления показаны на рис. 43.

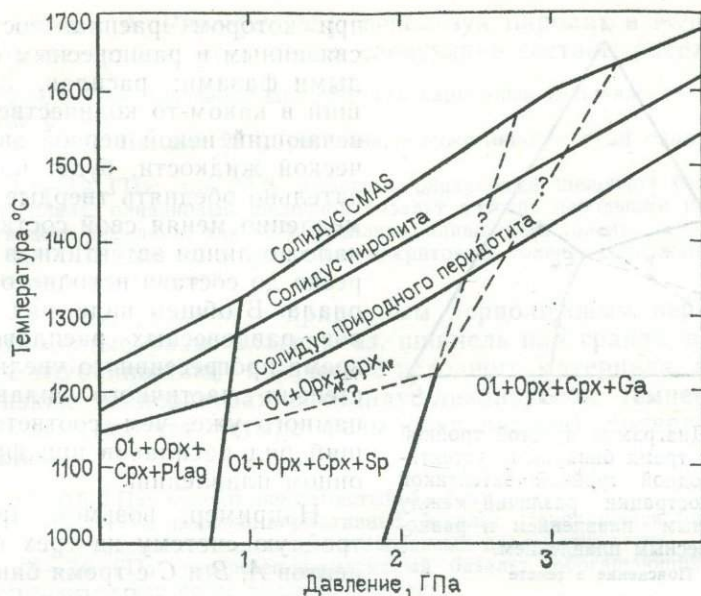


Рис. 43. Положение солидусов системы СМАС, пиролита и природных перидотитовых нодулей, а также субсолидусных минеральных ассоциаций, приемлемых для составов пиролита и природных перидотитовых нодулей, при давлениях до 4 ГПа.

Характерны неопределенности относительно возможности полного вхождения Al_2O_3 в глинозёмистые пироксены при средних давлениях и высоких температурах, а также относительно положения границы шпинель — гранат при высоких температурах

7.3.2. Результаты ранних экспериментальных работ

Естественно, хотелось бы узнать составы жидкостей, образующихся при неодинаковой степени частичного плавления и разных давлениях; не останавливаясь на особенностях состава исходного материала, можно сказать, что результаты в действительности должны быть сходными.

Необходимо учитывать важный вывод, согласно которому существует различие между фракционным плавлением и равновесным плавлением, четко обозначенное Д. Пресналлом [170]. *Фракционное плавление* (fractional fusion, fractional melting) определяется как процесс, при котором возникающий жидкий расплав удаляется из системы более или менее быстро по мере его формирования, этот расплав будет успешно образовываться в очень небольших количествах и соответствующего эвтектического состава до тех пор, пока одна из твердых фаз полностью не будет израсходована. Затем, при достижении подходящей температуры, плавление возобновится при эвтектической температуре оставшихся фаз, последние начнут удаляться и т. д. *Равновесное плавление* (equilibrium fusion, equilibrium melting) — противоположный процесс,

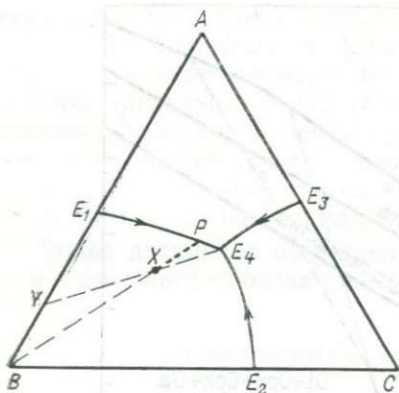


Рис. 44. Диаграмма простой тройной системы с тремя бинарными эвтектиками и одной тройной эвтектикой для иллюстрации различий между фракционным плавлением и равновесным плавлением.

Пояснение в тексте

ной тройной эвтектикой E_4 , как показано на рис. 44, и начальный состав X . Фракционное плавление даст некоторое количество расплава состава E_4 , в то время как твердый остаток изменит свой состав от X до Y . Затем, после заметного увеличения температуры, образуется порция жидкости состава E_1 , в то же время твердый остаток изменит свой состав от Y до B . Наконец, после дальнейшего заметного увеличения температуры, возникает порция жидкости состава B . Однако при равновесном плавлении будет образовываться некоторое количество жидкости состава E_4 (полученного по принципу рычага, действующего на линии $Y-X-E_4$). При дальнейшем плавлении состав жидкости будет медленно меняться при соответствующем медленном росте температуры с увеличением количества расплава вдоль котектической линии от E_4 до P и, наконец, вдоль линии PX до X .

Теперь возникает вопрос: при каких соотношениях расплава и твердого остатка могут произойти обособление и отделение жидкой фракции? Расчеты, основанные на физических и химических представлениях, показывают, что расплав может составлять от нескольких процентов до нескольких десятков процентов, т. е. в основном очень немного. По этой причине и исходя из прагматических соображений удобства экспериментов первые опубликованные результаты касались равновесного плавления. В этой связи следует также отметить, что там, где пропорция расплава достаточно мала для того, чтобы сохранилось некоторое количество первичных мантийных фаз (оливин, два пироксена и глиноземистая фаза), состав расплава один и тот же для фракционного и равновесного плавления, т. е. он отвечает эвтектике.

при котором расплав остается связанным и равновесным твердыми фазами; расплав, возникший в каком-то количестве и отвечающий некой первой эвтектической жидкости, будет последовательно обеднять твердые фазы, медленно меняя свой состав вначале по линии эвтектики, а затем резко до состава исходного материала. В общем виде ряд составов равновесных расплавов во время прогрессивного увеличения степени частичного плавления настолько уже, чем соответствующий ряд расплавов при фракционном плавлении.

Например, возьмем простую тройную систему из трех компонентов A , B и C с тремя бинарными эвтектиками E_1 , E_2 и E_3 и од-

Д. Грин и А. Рингвуд [85], используя пиролит в качестве исходного материала, установили следующие составы расплавов.

- 1) 0—0,5 ГПа: для небольших степеней парциального плавления, кварц-нормативный базальт;
- 2) 0,5—1,1 ГПа: для 25 % расплава, высокоглиноземистый оливиновый толеит;
- 3) 1,1—2,2 ГПа: для 20 % расплава, оливиновый щелочной базальт; для 25 % расплава, оливиновый щелочной базальт с очень небольшим количеством нормативного нефелина; для 30 % расплава, оливиновый толеит;
- 4) 2,7 ГПа: для 40 % расплава, пикритовый толеит, содержащий свыше 30 % нормативного оливина.

М. О'Хара, работая с природным лерцолитовым перидотитом (глиноземистые фазы: плагиоклаз, шпинель или гранат, в соответствии с глубиной), в качестве исходного материала, а при более низких температурах в солидус-ликвидусном температурном интервале (так что четыре фазы сохраняются) привел составы расплавов:

- 1) 0,5—0,8 ГПа: высокоглиноземистый базальт;
- 2) 1,0—2,0 ГПа: нефелин-нормативный базальт становящийся более обогащенным нормативным оливином при повышенных давлениях;
- 3) 2,0—3,0 ГПа: гиперстен-нормативный базальт, обогащающийся нормативным оливином при более высоких давлениях;
- 4) 3,0—4,0 ГПа: «пикритовый» базальт, т. е. очень богатый нормативным оливином.

Ясно, что небольшие противоречия частично заключаются в следующем: а) первичные расплавы из безводной мантии могут быть критически недосыщены нефелин-нормативными составами только в ограниченном интервале средних давлений; б) все последующие расплавы являются толеитовыми, т. е. гиперстен-нормативными; в) составы расплавов из более глубоких уровней будут обогащены нормативным оливином; г) первые расплавы могут быть кварц-нормативными только при давлениях ниже 0,5 ГПа (предел плавления для неконгруэнтного плавления обогащенных магнием ферромагнезиальных пироксенов). Отметим также, что поскольку первичные расплавы образуются при незначительной степени плавления, то они могут обладать характерными составами, обусловленными давлением (пункт а), увеличение степени плавления приводит к высвобождению увеличивающихся количеств ортопироксена и оливина в расплаве, что неизбежно приводит к увеличению в принятом составе расплава нормативных гиперстена и оливина.

7.4. СИСТЕМА МАНТИЯ—МАГМА

7.4.1. Температурный режим в мантии

Температурные градиенты в верхней мантии меняются от места к месту. Например, ниже расходящихся плит с прогрессивным увеличением мощности литосферы по направлению от осевой час-

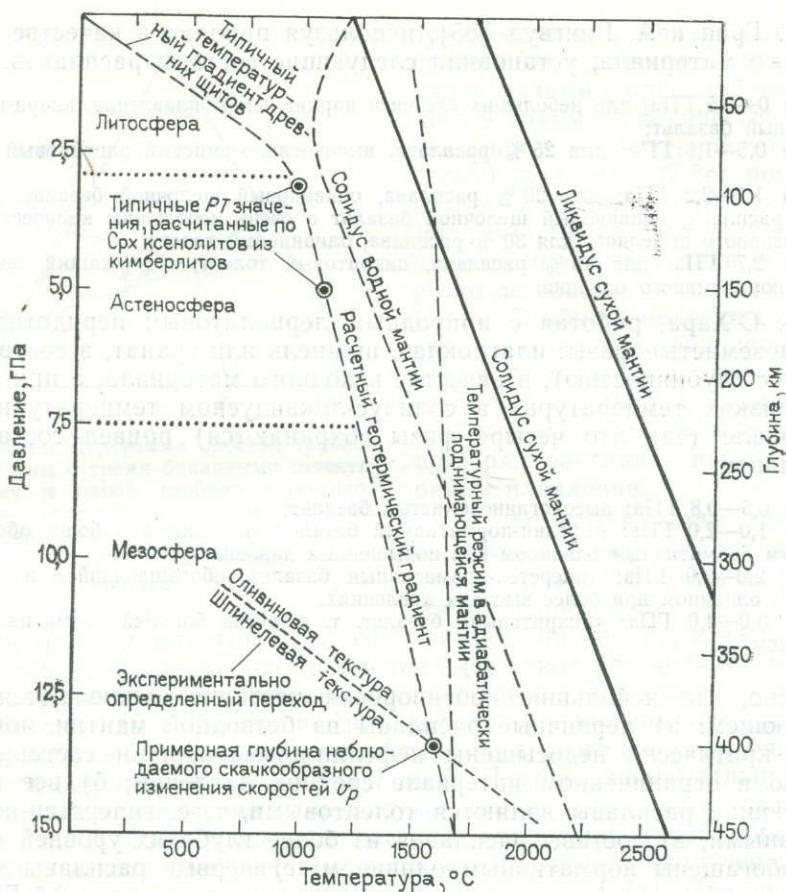


Рис. 45. Расчетный субконтинентальный геотермический градиент и его связь с мантийными соллдусными температурами и участком адиабатически поднимающейся мантии (здесь произвольно принято, что подъем происходит с глубины 450 км).

Пояснение в тексте

ти хребта должна иметь место вертикальная составляющая движения подстилающей мантии, в результате чего относительно более разогретое мантийное вещество переносится на сравнительно меньшие глубины. Погружение литосферных плит под зоны Беньофа должно поставлять сравнительно холодную мантию на значительные глубины; в связи с погружением плиты, почти «скользящей» вдоль зоны Беньофа, либо частичным ее «падением» вниз в мантийном клине над зоной Беньофа может существовать сложная кинетическая обстановка, включающая также элемент переноса вверх мантийного материала. Разнообразные ксенолиты, принесенные кимберлитами (см. гл. 4) из-под сравнительно стабильных

областей древней континентальной коры, позволяют представить термальные градиенты мантии. Построим диаграмму (рис. 45), демонстрирующую следующие ситуации в координатах $P-T$:

1) ликвидусные температуры для состава «среднего» гранатового лерцолита, увеличивающиеся с глубиной примерно на $100\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{ГПа}$;

2) температуры солидуса того же состава в безводных условиях;

3) температуры солидуса того же состава в водных условиях (пренебрегая небольшими сложностями в поведении данного состава, возникающими из-за возможного присутствия амфибола в качестве стабильной мантийной фазы при низких давлениях);

4) различные известные верхнекоровые геотермические градиенты;

5) равновесные $P-T$ условия типичных мантийных ксенолитов из кимберлитов, на основе составов их клинопироксенов и т. д.;

6) возможные температуры на глубине, исходя из выведенных условий оливин-шпинелевой инверсии в мантии;

7) поведение средней субконтинентальной геотермы.

Следует отметить высокие термические градиенты в пределах жесткой литосферы, в противоположность более низким градиентам сублитосферной мантии. Необходимо учитывать и наиболее приемлемые оценки мантийной вязкости и другие факторы, например принятая постоянная плотность, мантийная конвекция, которая могла бы происходить в мезосфере с уменьшением температурных градиентов при избыточном адиабатическом градиенте около $10\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{ГПа}$. Мантийные температуры, очевидно, очень близки к солидусным (или даже могут достигать температур «водного» солидуса) в обширных областях под литосферой, соответствующим независимо установленному низкоскоростному слою. Возможное количество плавящихся пород в астеносфере, однако, должно быть очень ограничено небольшими доступными объемами воды, содержащейся в мантийном материале.

7.4.2. Частичное плавление в мантии

Исходя из солидуса лерцолитового перидотита и вероятного распределения температур в мантии становится очевидно, что частичное плавление в значительном масштабе не может произойти в стабильной ситуации. Главным спусковым механизмом для плавления должно быть направленное вверх движение мантийного материала. Отвод тепла из мантии — очень медленный процесс, и в первом приближении им можно пренебречь, когда рассматривается термический режим крупных телдвигающегося мантийного материала. В условиях одного только адиабатического воздымания (или опускания) тепло не отводится от (или в) движущегося блока мантии. Поднимающаяся мантия будет увеличивать свой объем очень медленно из-за ограниченно низких скоростей изменения давления, и это вторжение неизбежно приведет к небольшим па-

дениям температуры в результате адиабатического эффекта (напротив, опускающаяся мантия будет разогреваться благодаря тому же адиабатическому эффекту). Количественная оценка плавления при адиабатической декомпрессии дана Р. Кауторном [35], со специальными ссылками на более упрощенный подход И. Кармайкла.

Несколько возможностей генерации базитовой магмы в мантии уже отчасти обрисованы в гл. 3—6. Они сводятся к следующему:

1) «активное» конвективное и почти адиабатическое воздымание «капель», «плюмажей», «линий» или «лимбов конвекционных ячеек» горячей мантии из глубин, которые испытывают падение температуры менее быстро, чем мантийный геотермический градиент, и, таким образом, постепенно двигаются в направлении солидусных условий во время подъема. При пересечении солидуса всякая дальнейшая тенденция движения к ликвидусным температурам будет тормозиться неизбежной необходимостью потери тепла, сопровождающей частичное плавление;

2) хотя литосфера слишком тверда, для того чтобы обеспечить в ней конвекцию там, где происходит раздвижение плит (и утолщение при движении в сторону от хребтов), под хребтами (даже отчасти исходя из «активного» воздействия восходящего мантийного потока) должна быть компенсирующая составляющая движения в НСС, направленная вверх, к довольно небольшим глубинам, опять-таки поддерживающая частичное плавление. Эта возможность, очевидно, реализуемая БСОХ, является «пассивным» случаем п. 1;

3) аномально высокие количества воды в мантийных породах, возможно выделяющиеся из погружающейся подстилающей литосферной плиты, содержащей некоторую часть «влажной» океанической коры, могут привести к более обширному частичному плавлению мантии, перекрывающей зону Бенъофа, на глубине НСС;

4) особым случаем является сравнительно быстрый подъем мантийного материала в связи с изостатической компенсацией при грандиозном выбросе во время образования необычных астроблемных кратеров [105].

7.4.3. Подъем магмы вверх

Количества расплава, образованного при частичном плавлении в различных кинетических моделях поднимающегося мантийного диапира, распространяющегося по латерали на астеносферных глубинах, были рассчитаны Е. Оксбургом и Д. Тюркоттом [157] и показаны графически на рис. 25. Хотя эта модель основана на некоторых допущениях по температуре, размерам, скорости и направлению движения и т. д., ясно одно: в этой ситуации нет локализованного объема, в котором осуществляется частичное плавление, а в течение длительного периода времени существует обширный район, где можно ожидать различных пропорций расплава, находящихся в равновесии с мантией. Предположительно должна

быть тенденция к просачиванию расплава вверх (из-за его более низкой плотности), в краевые части района плавления, в котором собственная степень плавления меньше, так как мантийные вмещающие породы находятся при (или около) солидусных температурах. Ясно одно, что на некоторой стадии различные физические явления должны изменить генерацию расплава, находящегося в равновесии с мантией, и магма будет обособляться в отдельные жидкие тела и подниматься вверх. Это интересная проблема, на которую в будущем можно дать ответ в результате синтеза теоретических и экспериментальных данных, а также интерпретации структур ряда частично расплавленных лерцолитовых нодулей с закаленными расплавленными фазами. Расплав будет продолжать свой подъем до верхних коровых уровней по проводящим каналам в сравнительно холодной и хрупкой литосфере и коре при температурах, субсолидусных по отношению к расплаву. В этой ситуации следует ожидать, что расплав должен вести себя, как в более или менее закрытой системе, и подвергнется кристаллическому фракционированию.

Оценка возможного масштаба, сложности и временного интервала всего процесса магмагенерации в мантии имеет свои трудности*. Можно выделить, хотя бы теоретически, *первичный расплав*, образовавшийся в результате приближения к равновесному частичному плавлению в мантии, и *первичную магму*, относящуюся к отдельным обособленным телам магмы, что неизбежно следует после частичного плавления и каких-либо процессов зонной очистки, сопровождающих это обособление.

Имеется ряд предполагаемых сложностей, возникающих при рассмотрении процессов эволюции магмы на мантийных глубинах.

1. *Зонная очистка*: это промышленный процесс очищения слитков металла путем медленного пропускания их через источник тепла, так, что образуется зона частичного плавления, и она движется вдоль слитка. Примеси, имеющие более низкие точки плавления, постепенно концентрируются в небольшой фракции расплава, который может быть удален с края слитка, оставшаяся часть представляет собой брусок чистого металла. По аналогии с этим процессом предполагается, что во время частичного плавления и движения интерпретационной расплавленной жидкости в мантии, где неоднократно будет происходить плавление, может образоваться расплав значительно богаче несовместимыми элементами, чем тот, который, возможно, возникнет в результате какого-либо процесса равновесного плавления в фиксированном объеме мантии. Масштаб этого процесса трудно оценить экспериментально. Следует ожидать, что он может быть уравновешен нехваткой расплава, равновесного с внешней частью кристаллов решетки, содержащей частичный расплав, благодаря очень незначительной скорости диф-

* Имеются сложности и трудности в интерпретации реально доступных обнажений в областях развития мигматитов, где предположительно мы имеем дело с зоной частичного плавления (сиалической коры).

фузионных процессов в кристаллах. Действительно, размер зерен мантийных пород может быть существенным фактором для определения содержаний несовместимых элементов в образованных расплавах (см. разд. 7.5). Тем не менее некий процесс, сходный с зонной очисткой, необходим особенно для объяснения высоких концентраций несовместимых элементов в более щелочных базитовых магмах.

2. *Реакция с вмещающими породами*: соображения по этому вопросу до некоторой степени сходны с вышеизложенными, но можно рассматривать это явление и специально для всякого дальнейшего взаимодействия магмы и включающей ее мантии, находящихся в различном (незначительном) взаимодействии во время *постсегрегационной стадии*.

3. *Фракционирование*: в поднимающейся магме кристаллизация происходит при охлаждении, а в идеальном случае там, где ей будет способствовать реакция с вмещающими породами в охлажденной зоне у закристаллизованной кромки на границе с более холодными вмещающими породами. Быстрый подъем магмы может привести к появлению расплавов, перегретых относительно ликвидусных температур, при пониженных давлениях, если уменьшение температуры из-за отвода тепла не сможет компенсировать разницу между адиабатическим градиентом и градиентом изменения температур ликвидуса. Природа фаз, кристаллизующихся на глубине из магмы особого состава, изолированной от ее мантийного источника, в условиях закрытой системы может быть определена исходя из экспериментальных данных. Вероятное значение фракционирования в этих условиях наиболее четко определено М. О'Харой. Б. Джеймсон отмечал, что фракционирование поднимающейся основной магмы может быть осложнено политермическими и обусловленными ими полибарическими явлениями. Например, фракционирование может произойти при температурах значительно более низких, чем в солидус-ликвидусном интервале, в сочетании реакции с вмещающими породами и в равновесии с четырьмя мантийными фазами и, таким образом, удерживая состав эволюционирующей магмы вблизи равновесных составов первых образованных расплавов при определенных давлениях. В этом случае, вероятно, нельзя отличить магматическую эволюцию от магнообразования только по составам главных петрогенных элементов. Однако фракционирование может произойти только в ограниченном интервале температур вблизи температур ликвидуса, и, теоретически, магма может подниматься в режиме давления (если достигнуты новые равновесные условия с четырьмя мантийными фазами), который должен отразиться в различном составе магмы. Большое разнообразие возможных ситуаций настолько затрудняет их моделирование, что возникает вопрос о его целесообразности.

4. *Ассимиляция*: в смысле продолжающегося увеличения количества расплава во время частичного плавления — это ассимиляционный процесс, который однако протекает в области магмагенерации. Сконцентрированная первичная магма, поднимаясь по

проводящим каналам во вмещающих породах, находящихся в суб-солидусном состоянии, изолирована от них в результате образования охлажденных краев, что исключает возможность ассимиляционных процессов. Более того, следуя принципам Н. Боуэна (см. гл. 1), базитовые магмы не могут легко ассимилировать мантийные породы, а ассимиляция сиалических коровых пород базитовой магмой ограничена реальными условиями. У. Файф [74] отмечает, что в том случае, когда базитовая магма будет подниматься быстро относительно сравнительно плотной мантии, но значительно менее свободно в коровом материале (если литосферное гидростатическое тепло, существующее в условиях магматической «отвесной системы», не направляет базитовую магму быстро и неотвратно к поверхности), замедление подъема к поверхности (т. е. не в тех условиях, где режим растяжения способствует образованию трещин) приведет к образованию «бассейнов» базитовой магмы на разделе мантия—континентальная кора. Таким образом, в течение длительного промежутка времени может произойти значительная ассимиляция сиалических пород в верхних горизонтах коры — возможность, упоминавшаяся в гл. 1 и соответственно четко подтверждающаяся данными по изотопии стронция и полевыми исследованиями плутонических комплексов ОПСЗ (расположенных над зоной Беньофа).

7.5. РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ОСНОВНЫХ ПОРОДАХ

Экспериментальные данные, ссылки на которые приведены в предыдущих разделах, позволяют говорить о том, что небольшие степени плавления будут давать расплавы, находящиеся в равновесии с несколькими мантийными фазами, при этом составы данных расплавов определяются особыми давлениями и температурами и могут быть определены экспериментально. При увеличивающихся степенях плавления после авгита растворяется и глинозёмистая фаза; ясно также, что все расплавы, образовавшиеся из лерцолитового перидотита, будут более обогащенными нормативными гиперстеном и оливином и более магнезиальными, так как прогрессивно увеличивающиеся количества магнезиального гиперстена и оливина входят в расплавленную фазу. Соображения относительно возможного воздействия фракционирования на первичные магмы вносят дополнительные сложности в проблему петрогенеза. Как отмечает Ф. Гаст, содержания рассеянных элементов в основных породах варьируют в более широких пределах, чем концентрации главных породообразующих оксидов (в идеальном случае определенные по свежим афировым основным лавовым потокам); установленные содержания рассеянных элементов должны иметь некоторое значение в петрогенезисе и частично могут пролить свет на эти проблемы.

В качестве примеров возможной ситуации во время петрогенезиса и используемых принципов рассмотрим поведение двух весьма различных рассеянных элементов — Ni и Rb.

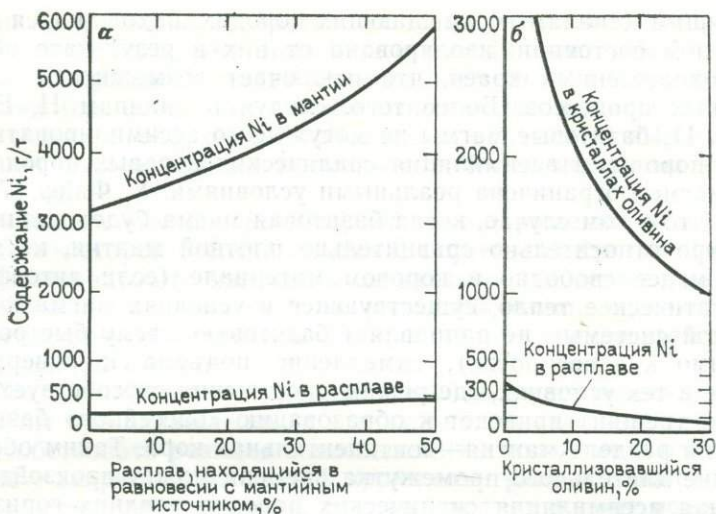


Рис. 46. Упрощенная диаграмма, показывающая содержание Ni в расплавах: а — образованных при возрастающих степенях равновесного частичного плавления мантии; б — во время фракционирования оливина.
Пояснение в тексте

Эксперименты показали, что в равновесной системе оливин — основной расплав и, конечно, в системе перидотит — основной расплав Ni имеет отчетливую тенденцию к вхождению в твердую фазу. При низких концентрациях Ni, исходя из условий равновесного плавления и принимая другие простейшие допущения, коэффициент распределения [определенный как: (концентрация Ni в жидкой фазе)/(концентрация Ni в твердой фазе)] должен быть постоянным. Принимая содержание Ni в мантии как 3200 г/т и коэффициент распределения 1 : 12 для никеля между расплавом и оливином, можно арифметически построить кривые, показанные на рис. 46, а, иллюстрирующие изменения концентраций как в жидком расплаве, так и в остаточном твердом веществе мантии для различных количеств расплава в равновесных условиях. При таком подходе не учитываются эффект селективного плавления некоторых фаз и, конечно, другие сложности (хотя в действительности оливин является и главным компонентом мантии, и остаточным компонентом мантийного вещества, подвергающегося прогрессивному плавлению, и в то же время главным концентратором мантийного никеля). Однако в принципе ясно, что магма, находящаяся в равновесии с мантийным веществом, подходящим для образования различных пропорций расплава, должна обладать до некоторой степени одинаковым низким содержанием никеля. Тем не менее, однажды отделившись от своего мантийного источника и подвергаясь раннему фракционированию кристаллов оливина (характерному почти для всех базитовых расплавов), такой расплав должен был очень быстро обедняться никелем. Используя тот же ко-

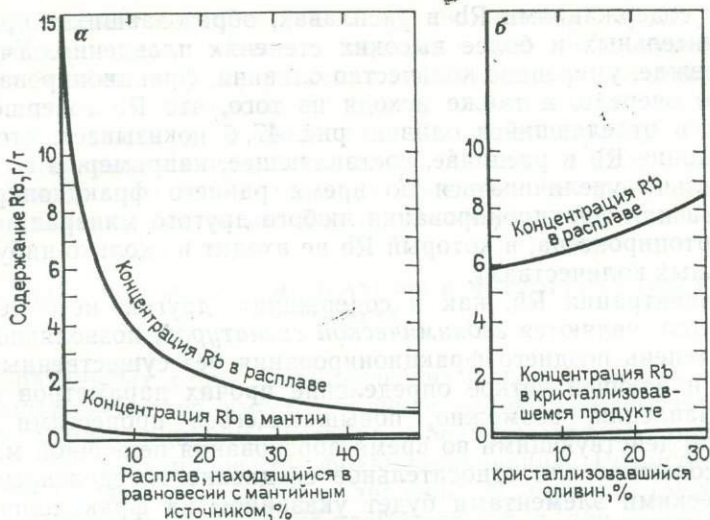


Рис. 47. Упрощенная диаграмма, показывающая содержание Rb в расплавах: *а* — образованных при возрастающих степенях равновесного частичного плавления мантии; *б* — во время фракционирования оливина и других фаз, по отношению к которым Rb является явно несовместимым элементом. Пояснение в тексте

эффицент распределения расплав—оливин (рис. 46, б), можно показать большие изменения концентраций никеля в расплаве, первоначально содержащем 360 г/т Ni и подвергшемся умеренному фракционированию оливина. Таким образом, концентрации Ni незначительно отличаются в основных магмах, образовавшихся при различных степенях частичного плавления мантии (хотя следовало бы ожидать, что содержания Ni должны быть довольно высокими в таких расплавах, как коматитовые, образовавшиеся, по расчетам, при особо высоких степенях частичного плавления), однако они находятся в тесной зависимости от раннего фракционирования оливина.

Рубидий является примером несовместимого элемента, т. е. одного из тех, вхождение которых в кристаллическую решетку главных мантийных фаз затруднено, и следовательно, они преимущественно концентрируются в первичных расплавах. Принимая содержание рубидия в мантии 0,5 г/т и коэффициент распределения около 30, что благоприятствует вхождению этого элемента в жидкую фазу, концентрации Rb для различных пропорций расплава будут соответствовать графику, приведенному на рис. 47, а. Снова следует отметить, что это возможно, исходя из теоретических идеализированных равновесных условий, принимая некоторые упрощенные допущения и не учитывая значительный эффект, связанный с процессом зонной очистки в естественных условиях. В самом деле, в противоположность поведению Ni имеются очень большие и отчетливые различия, в остальном изменение концентраций сходно

между содержаниями Rb в расплавах, образовавшихся при очень незначительных и более высоких степенях плавления. Учитывая, как прежде, умеренное количество оливина, фракционированного в первую очередь, а также исходя из того, что Rb совершенно не входит в отделявшийся оливин, рис. 47, б показывает, что общее содержание Rb в расплаве, составляющее, например, 6 г/т, не будет сильно увеличиваться во время раннего фракционирования оливина или фракционирования любого другого минерала (например, ортопироксена, в который Rb не входит в сколько-нибудь значительных количествах).

Концентрации Rb, как и содержания других несовместимых элементов, являются *геохимической сигнатурой*, позволяющей оценить степень позднего фракционирования без существенных изменений и дающей четкое определение прочих параметров пропорций плавления, возможно, повышающегося процессами зонной очистки, действующими во время образования первичной магмы.

Абсолютное или относительное обеднение определенными специфическими элементами будет указанием на фракционирование фаз, в которых они распределяются из первичных или последующих родоначальных магм (например, Ni входит в оливин, Eu — в плагиоклаз, V — в магнетит, Ti — в керсутитовый амфибол, Na в сочетании с K — в омфациит, тяжелые РЗЭ — в гранат и клинопироксен). Вариации количеств этих и других элементов в сериях магматических пород должны отражать характер последовательности и количество фракционированных солидусных минералов или особенность фракционирования в смысле дифференциации.

Существует и другая возможность, при которой относительное обеднение определенными рассеянными элементами может быть не показателем фракционирования, а результатом процесса магмогенерации и равновесия с особой фазой (или фазами). Типичным примером является распределение нормализованных по хондритовым содержаниям РЗЭ в основных породах (см. гл. 3). Например, в кристаллическую решетку более легко входят меньшие (более тяжелые), а не легкие РЗЭ, таким образом, формирование небольших количеств магмы на глубинах, где гранат является стабильной глиноземистой фазой, приводит к образованию расплава, обогащенного легкими РЗЭ.

Обсуждение, изложенное выше, в значительной степени достаточно идеализировано исходя из допущения равновесных условий, в которых протекают рассмотренные процессы. Во время частичного плавления, происходящего, очевидно, вдоль границ зерен, вероятно, недостаточно времени для диффузии, по сравнению с ситуацией, когда достигается равновесие все еще твердых внутренних частей кристалла и расплава (в самом деле, изучение мантийных нодулей показывает существенные различия в изотопном составе разных мантийных фаз, указывая на то, что изотопное равновесие в результате диффузионных процессов между присутствующими минералами в мантии не было достигнуто даже в течение очень длительных периодов [94]. Ожидаемые эффекты распре-

деления довольно сложны: они могут уменьшаться в результате этого процесса или повышаться явлениями зонной очистки.

В целом концентрации рассеянных элементов в основных расплавах должны быть проверочными в моделировании процессов образования магмы и ее эволюции. По этому вопросу особенно полезно ознакомиться с дискуссией К. Аллере и Дж. Минстера [1], а также с методами построения моделей, основанных на поведении рассеянных элементов для проверки различных гипотез.

7.6. СТАТУС РОДОНАЧАЛЬНОЙ МАГМЫ В ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИХ РАБОТАХ

Для различных серий магматических пород, берущих начало от основных расплавов, имеется большое количество доказательств явлений дифференциации, которая преимущественно представляется следствием процессов фракционирования. Различные индексы, такие как отношение M и значение M , высокие (MgO , Ni) и низкие (Rb и Zr) содержания элементов и т. д. для свежих некумулатных лав указывают соответственно на характер родоначального расплава магматической серии. В предыдущих главах были неоднократно охарактеризованы, с одной стороны, существенные различия между вариациями в пределах серии магматических пород, а с другой — особые различия, которые могут существовать между сериями магматических пород. Учитывая эти две особенности и допуская возможность использования геохимических данных в петрогенетических построениях, мы должны стремиться к созданию ясной прагматической концепции, позволяющей выделять *родоначальные магматические типы*. Эти типы, являющиеся практической начальными точками в возможной дифференциационной эволюции, протекающей в земной коре, и конечные продукты их преобразования, которые служат предметом наших исследований на доступных коровых уровнях, в свете последних представлений должны быть просто отправными точками в сложной, последовательной истории эволюции базитовых магм, истории, которую петролог-магматист обязан воссоздать в своем воображении.

7.7. ВЫВОДЫ

7.7.1. Толенты и щелочные базальты

Было рассчитано, что толентов на два порядка больше, чем щелочных базальтов, и что щелочные базальты, в свою очередь, на два порядка превышают количество всех других щелочных основных пород, вместе взятых. Таким образом, из практических соображений установление происхождения толентов является важным шагом в петрогенезисе магматических пород, но нельзя игнорировать существование различных родоначальных базитовых пород (как это имело место в выдающейся работе Н. Боуэна).

Знакомство с современными классическими работами Д. Грина и А. Рингвуда, а также М. О'Хары позволяет прийти к выводу о возможности образования щелочных базальтов при низких степенях частичного плавления (что без привлечения процессов миграции расплавов, сопровождающихся явлениями зонной очистки, обособления магмы в отдельные линзы, должно быть затруднительно?) и давлениях примерно от 1 до 2 ГПа. Гиперстен-нормативные толеитовые расплавы, однако, будут образовываться при других давлениях, и с возрастанием степени плавления при всех давлениях они постепенно будут все более обогащаться нормативным оливином по мере увеличения пропорции расплава, а также на глубинах, превышающих возможные для образования щелочных базальтов. Если гиперстен- и оливин-нормативные расплавы подвергаются фракционированию оливина, то возникают только толеитовые родоначальные магмы. Абсолютное преобладание толеитов и широкомасштабный характер толеитовых извержений хорошо подтверждают охарактеризованные условия их образования.

Наиболее распространенный тип толеитов — это БСОХ. По расчетам Дж. Малпаса, образование океанической литосферы подразумевает возникновение первичной, обогащенной магнием базальтовой жидкости при примерно 23 % парциальном плавлении шпинелевого лерцолита, при давлениях 1,8—2,2 ГПа, которая в дальнейшем подверглась раннему фракционированию оливина.

Концепция существенно различных мантийных источников, особенно возможный эффект плавления внутри восходящего потока мантийного вещества, способного в избытке генерировать ТОО и связанные с ними родоначальные магмы, является предметом продолжающихся обсуждений (см. дискуссию в гл. 3).

Эволюционированный характер многих континентальных платобазальтов рассмотрен в гл. 4. Большинство толеитов обладает низкими значениями M и является кварц-нормативными. Их образование в результате контаминации материалом континентальной коры представляется слишком простым и не объясняет разброса различных изотопных и геохимических характеристик. В безводных или почти безводных условиях пересыщенные толеиты могут только сосуществовать с перидотитовой мантией при низких давлениях, несовместимых с мощностью литосферы под континентальной корой. Очевидно, платобазальты претерпели длительную историю фракционирования, прежде чем были перемещены в горизонты земной коры. Загадка высоких значений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ большинства платобазальтов все еще не решена.

С точки зрения ассоциации сравнительно небольших количеств щелочных базальтов с ранними крупномасштабными излияниями толеитов на Гавайских островах было заманчиво постулировать образование этих базальтов из толеитов. Однако процессы фракционирования при низких давлениях с участием фаз, наблюдающихся в ранних продуктах кристаллизации, не могут пресечь критического термального раздела полей щелочных базальтов и толеитовых составов. Фракционирование пироксена из толеитовой

жидкости на глубине теоретически может дать критически недосыщенную жидкость, по содержаниям главным породообразующих элементов отвечающую щелочному базальту, но (в связи с еще более неопределенным явлением переноса щелочей) не объясняет характерную геохимическую специфику щелочных базальтов. На это обратил внимание Ф. Гаст в своей классической статье, а Р. Шварзер и Дж. Роджерс [184] определили распространенную в мировом масштабе ассоциацию щелочных базальтов, встречающуюся в различных тектонических условиях, причем во многих из них отсутствуют ассоциирующие толеиты. Следовательно, процессы образования, включающие пониженные степени плавления, предпочтительнее процессов, связанных с образованием толеитов и ведущих к возникновению специфических составов щелочных базальтов.

7.7.2. Коматииты и высокомагнезиальные базальты

Главным петрогенетическим доводом, позволяющим предполагать образование этих пород при большой степени плавления мантии, является высокое отношение магнезии к оксиду железа. Равновесие магмы со средним составом мантии с остаточным оливинам, состав которого находится в пределах Fo_{90} — Fo_{92} , будет давать, следуя работе Ф. Ройдера и М. Эмсли, расплавы со значениями M [т. е. $Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Fe^{2+})$] в интервале 73—77 или, более грубо, со значениями величины M [т. е. $Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Fe^{2+}+Fe^{3+})$] около 69—73. Эти значения не слишком высоки, и их имеют, например, большинство составов основной массы обогащенных MgO базальтов БСОХ и наиболее магнезиальные неаккумулятивные щелочные мафические вулканииты Гавайского архипелага (см. табл. 4 и 13). Однако значения M для коматиитов отличаются от значений для указанных пород и достигают 86. Такие жидкости (в которых, естественно, кристаллизовавшиеся первыми оливины будут очень магнезиальными — порядка Fo_{95}) и должны быть в равновесии только с твердыми фазами, существенно более магнезиальными, чем те, которые рассчитываются для средней мантии. Такие жидкости могли бы быть получены при повышенных степенях равновесного частичного плавления мантии, в которой увеличивающиеся пропорции расплава приводят к тому, что и расплав, и остаточное мантийное вещество приобретают более высокие величины отношения MgO/FeO . На первый взгляд данная ситуация кажется математическим парадоксом, но это следует из увеличения доли расплава, образовавшегося после расплавов, уже имеющих более высокие отношения MgO/FeO .

С учетом такого способа образования, массовая доля TiO_2 в породах семейства коматиитов преимущественно составляет 0,2—0,6 %, это самые низкие содержания в основных магмах. Конечно, Ti является несовместимым элементом по отношению к мантийной минералогии и должен более легко входить в расплавы, образовавшиеся в первую очередь, создавая в них сравнительно высокие кон-

центрации. При увеличивающейся пропорции расплава и небольших первоначальных абсолютных содержаниях Ti в мантии концентрации Ti будут систематически уменьшаться в жидкостях, возникающих при прогрессивно увеличивающихся степенях частичного равновесного плавления (подобно Rb в примере поведения рассеянных элементов, рассмотренному выше). Содержания других несовместимых элементов, например Zr, в коматитах сравнительно низкие, хотя низкие концентрации некоторых несовместимых элементов частично могут быть связаны с метасоматозом во время вторичных изменений этих древних, часто метаморфизованных пород (Ti и Zr являются довольно стабильными во время вторичных изменений, см. гл. 8).

Затруднение при определении генезиса коматитов вызывает вопрос: почему в большинстве случаев коровые горизонты достигаются магмами со сравнительно низкими уровнями MgO, несмотря на то, что многие «примитивные» толеитовые магмы должны были быть сравнительно обогащены MgO.

Более сложная модель образования коматитов в результате двухстадийного процесса плавления предложена Н. Арндтом [5].

7.7.3. Базаниты, нефелиниты и мелилититы

Примеры базанитов и нефелинитов упоминались в связи с океаническими островами — Коморскими и Гавайскими. Некоторые меллитсодержащие породы обнаружены также на о. Оаху. Наиболее полный спектр этих высокощелочных пород известен в системе рифтовых долин Восточной Африки. Характер увеличения содержаний щелочей в этих породах в сочетании с увеличением концентраций несовместимых рассеянных элементов предполагает их появление в результате образования небольших пропорций расплава, находящегося в равновесии с мантийными породами ниже зон очистки при умеренных давлениях, но достаточно глубоко, чтобы в большинстве случаев могло осуществиться характерное распределение РЗЭ с обогащением легких РЗЭ, предположительно из-за вхождения граната в твердую фазу. Эти породы, как правило, являются взрывными по типу извержений, а их магмы содержат значительное количество летучих, частично H₂O, CO₂, как следует из обычной ассоциации подчиненных количеств карбонатитов с наиболее щелочными членами.

В связи с петрогенезисом этих высокощелочных пород Д. Грин отметил, что присутствие H₂O в расплавленной фазе может осуществлять сильное влияние на последовательность фракционируемых фаз в ликвидус-солидусном интервале. В частности, поле кристаллизации пироксенов, особенно ортопироксена, значительно увеличивается относительно поля оливина при умеренных и высоких давлениях. В таких условиях в интервале 1,3—1,8 ГПа фракционирование глиноземистого ортопироксена и клинопироксена из магмы оливинового базальта (или, наоборот, при небольших степенях частичного плавления водосодержащего пиролита) может привести

к возникновению оливинового нефелинита. При более высоких давлениях в интервале 1,8—2,7 ГПа аналогичным способом может образоваться оливиновый мелилитовый нефелинит. Пироксены, конечно, содержат больше кремнезема, чем оливин или базальтовые магмы, так что фракционирование пироксена или его нахождение в виде стабильной фазы в равновесии с расплавом должно уменьшать концентрации кремнезема в расплаве.

7.7.4. Кимберлиты

Кимберлитовые магмы образуются при небольших степенях плавления на значительных глубинах. Эксперименты показывают, что при давлениях, присущих этим глубинам, первые порции очень основного пикритового расплава (обогащенного MgO) будут находиться в равновесии с четырьмя мантийными фазами. Процесс зонной очистки должен был привести к ярко выраженному, хотя и в различной степени, обогащению несовместимыми элементами, включая радиогенный ^{87}Sr . Хотя кимберлиты и сопоставимы с коматитами по содержанию MgO , однако они резко отличаются от коматитов по химическому составу и способу образования. В настоящее время очевидно, что во время эволюции кимберлитовых магм участвуют огромные количества CO_2 и H_2O , которые в значительной степени были отделены от магматической системы до окончательной кристаллизации; таким образом, анализы пород не соответствуют составам, возможно непосредственно связанных с первичными расплавами, в которых CO_2 был главным компонентом. В связи с обсуждением кимберлитов и их взаимоотношений с мантией рекомендуется ознакомиться с работой Дж. Доусона [54].

7.7.5. Андезиты и ассоциирующие породы

За исключением обстановки задугового спрединга в районах развития океанической и континентальной кор, где преобладают основные породы, сходные с БСОХ, и кислые породы корового происхождения, андезиты и ассоциирующие породы извергаются не в условиях растяжения. Трещинные излияния базальтов неизвестны в районах активного проявления андезитов, за исключением знаменитого трещинного излияния базальтов в районе Тарауэра в 1886 г. на Северном острове Новой Зеландии, которое произошло в обстановке задугового растяжения и характеризовалось значительным объемом риолитов и образованием многочисленных вертикальных разломов. Однако в общем родоначальные магмы ОПСЗ (магмы, образовавшиеся над зоной Бенъофа) могут медленно проходить сквозь литосферу, таким образом, может успешно произойти фракционирование от нижних корневых до верхних коровых уровней, и, конечно, можно ожидать появление линз расплава на границе раздела мантия—кора, как это предполагал У. Файф [74].

Многие особенности андезитов согласуются с их эволюцией в водонасыщенной магматической системе: 1) высокоэруптивный характер извержений по сравнению с субщелочными магмами; 2) присутствие, по крайней мере в некоторых андезитах, гидроксилсодержащих фенокристовых фаз (к числу представителей таких фенокристаллов, вынесенных с глубины, относятся роговая обманка и биотит, окруженные заметными оторочками магнетита и пироксена, возникшими в результате реакции с лавой, которая дегидратируется при образовании газовых пузырьков); 3) элементы коррозии и постепенная зональность, обычно наблюдающиеся в фенокристаллах плагиоклаза из андезитов, наиболее просто объясняются значительным (и меняющимся) содержанием воды и ее парциальным давлением в магматических камерах на высоких уровнях; 4) температуры равновесия магнетит—ильменитовых пар (там, где они присутствуют), которые отмечают более низкие температуры реальной кристаллизации, чем возможные температуры магмы обедненной водой.

Высокое отношение Fe_2O_3/FeO , даже с учетом эффектов посткристаллизационного окисления, и присутствие во многих андезитах фенокристаллов базальтической роговой обманки и магнетита (последний обычно игнорируют в петрографических описаниях!) предполагают, кроме значительного содержания воды, повышенную фугитивность кислорода*.

Образование андезитов, очевидно, очень характерно для ОПСЗ, хотя некоторые континентальные андезиты, такие как палеогеновые андезиты из района Сан-Жуан (шт. Колорадо), обладают наиболее специфическими особенностями по сравнению с какими-либо другими районами, где постулированы зоны Беньофа. Однако большая часть андезитов извергается в пределах сравнительно узких вытянутых поясов, маркирующихся резким вулканическим фронтом, расположенным со стороны пояса, приближенного к желобу и расположенного по вертикали примерно в 100 км над зоной Беньофа. Обычно проявляется небольшое направленное изменение состава при движении от желоба (обогащение К, несовместимыми элементами и легкими РЗЭ). Большинство андезитовых провинций характеризуется однородным распределением типов пород, при этом значительно преобладают разновидности среднего состава, однако часто наблюдающиеся постепенные переходы к сравнительно более основным членам предполагают, что какие-то серии могли образоваться из родоначальных магм базальтового или по крайней мере андезитобазальтового состава.

В химическом отношении характерной чертой является отсутствие обогащения железом средних членов серии другим важным подразделением субщелочных пород по сравнению с толеитами. Низкокальциевые толеиты островных дуг (островодужные толеитовые серии) можно отнести к промежуточным образованиям, кото-

* Фугитивность летучего компонента приближается к давлению его пара и становится равной ему в очень разбавленных растворах.

рые проявляют незначительную тенденцию к обогащению железом. Другой особенностью андезитовых пород является повсеместное низкое содержание TiO_2 .

Одно из наиболее ранних предположений по поводу происхождения андезитов, основанное на их переходных средних составах и встречаемости преимущественно на континентальных окраинах, заключается в том, что такие породы образовались при ассимиляции сиалического корового материала базитовыми (обычными, но скорее всего толеитовыми) магмами. Это предположение в настоящее время считается малообоснованным, по крайней мере для вулканических пород. Некоторые андезиты извергаются в районах только с океанической корой (например, дуга Скоша, Тонга-Кермадекский архипелаг и западные Алеутские острова), что исключает ассимиляцию материалом континентальных коровых пород. Многие андезиты имеют величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ около 0,7035, близкие к повсеместным средним мантийным и несколько более высокие, чем средние значения для БСОХ, которые, как принято считать, образовались из деплетированной мантии. Эти изотопные данные исключают ассимиляцию континентальным коровым материалом в крупном масштабе. Однако некоторые кислые члены андезитовых ассоциаций имеют более высокие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$, согласующиеся с их коровым происхождением. Более того, несмотря на любую ассимиляцию, которая представляется в этом случае очень избирательной, возникают очень большие затруднения при объяснении концентраций таких принципиально различных по своему поведению элементов, как Ni, Rb, РЗЭ, U и т. д., исходя из смешения базальтового и корового материала. Отметим, однако, что многие особенности плутонических ассоциаций ОПСЗ в районах континентальной коры, очевидно, требуют целой серии процессов коровой ассимиляции.

Другое, ранее предположение заключалось в том, что андезиты, дациты и риолиты являются не более чем «нормальными» фракционными дериватами толеитовых магм. Но с позиций существенных петрографических и химических различий между андезитовыми и толеитовыми производными это предположение, как хорошо показывают Скергаардская интрузия и лавы Тингмули, не может быть поддержано.

Две противоположные теории происхождения кислых вулканических пород в обстановке ОПСЗ, разработанные на сопоставимых данных по мощным риолитовым образованиям Северной Исландии и Новой Зеландии, предложены А. Эвартом, Дж. Стиппом [66] и Дж. Левисом [128]. Дж. Левис обратил внимание на очевидный непрерывный ряд химического состава кислых пород и пространственно ассоциирующих с ними средних и основных разновидностей, а А. Эварт и Дж. Стипп пришли к заключению, что риолиты образовались независимо от андезитов и базальтов при плавлении корового материала (мезозойские граувакки сами по себе имеют известково-щелочное происхождение). Интересно сравнить аргументы и подходы этих двух статей. Отмечены широкие

вариации отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для кислых пород из других провинций ОПСЗ в областях с континентальной корой. Низкие первичные значения (около 0,7035), сравнимые с ассоциирующими андезитами, согласуются моделью фракционирования (см. статью Г. Лоудера и И. Кармайкла [129], а также М. Ланфере [126] для объяснения геохимии изотопов Sr среднетретичных риолитов Сьерра-Мадре—Оцидентал, Мехико—наиболее крупной риолитовой провинции в мире, где андезиты, дациты и риолиты имеют первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в довольно узких пределах 0,7042—0,7050, проявляя систематические вариации в связи с составом и подтверждая, таким образом, происхождение этих серий в результате фракционирования). Однако высокие первичные отношения, достигающие 0,720, отчетливо указывают на переплавление коры. Эти данные явно предполагают действие более чем одного процесса в образовании кислых членов андезитовых серий, проявившихся в различной степени, различное время и разных местах. Однако наша главная задача в данном случае — образование андезитов, без учета дополнительных трудностей, очевидно, увеличивающихся при рассмотрении пространственно связанных с ними кислых пород.

Е. Осборн предположил, что в данной родоначальной толеитовой магме при любом повышенном содержании воды фуигитивность кислорода должна будет стремиться к более высокому (чем среднее!) значению в результате действия равновесия, определяющегося частичной диссоциацией магматической воды на кислород и водород и частичного преимущественного удаления последнего из магмы за счет диффузионных процессов. Это приведет к увеличению отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в магме и скажется в ранней кристаллизации и возможном фракционировании магнетита. Следствием этого должны быть отсутствие обогащения железом средних членов андезитовых серий и образование более значительных количеств пересыщенных остаточных жидкостей (поскольку магнетит совсем не содержит SiO_2). Таковы две наблюдаемые химические особенности орогенных андезитовых ассоциаций. Однако С. Тейлор отметил, что раннее фракционирование магнетита должно неизбежно обеднить содержание в расплаве ванадия и скандия, что не наблюдается в андезитах. Конечно, магнетит часто встречается в виде фенокристаллов в андезитах, но только в некоторых средних членах андезитовых серий и, следовательно, не обязательно играет какую-либо роль в контроле изменения состава жидкости от основного до среднего состава.

Реальным способом образования характерных орогенных андезитовых ассоциаций, опять предполагающим сравнительно высокие содержания H_2O в изначальных мафических магмах, является фракционирование с участием амфибола. Высокое парциальное давление H_2O ведет к заметному увеличению поля стабильности амфибола относительно плагиоклаза. Анализы амфиболов, кристаллизовавшихся экспериментально из основных расплавов в условиях высокого содержания воды, но не обязательно достигающего $P_{\text{общ}}$, показывают, что данные фазы представлены керсути-

том (т. е. массовая доля TiO_2 достигает примерно 8 %) и содержит около 40 % SiO_2 . Следовательно, фракционирование аналогичного амфибола в природных условиях может дать значительное обеднение TiO_2 всех вулканических пород ОПСЗ и привести к образованию фракции расплава, обогащенного кремнеземом. Кроме того, полученные экспериментально амфиболы имеют такие отношения Fe/Mg , что их фракционирование должно привести к обогащению железом магматических серий. И не только фракционирование амфибола, присутствие которого установлено экспериментально, поддерживает эту теорию, но также и нодулы, содержащие амфиболы керсутитового состава, обнаруженные в некоторых андезитовых породах. Для интрузивных комплексов типа трубок Аляски хорошо установлена последовательность фракционирования: оливин—авгит—роговая обманка—магнетит, которая вероятна для андезитовых подводных каналов (см. гл. 5). Наблюдаемое обогащение фенокристаллами плагиоклаза в породах среднего состава ОПСЗ отражает позднюю кристаллизацию из эволюционированных расплавов при сравнительно низких давлениях, при которых амфибол не стабилен.

Исходя из очевидной четкой связи андезитов с зонами Беньофа, дальнейшее обсуждение касается происхождения первичных магм андезитовых ассоциаций, фракционированных по мере их подъема в верхние коровые горизонты. С. Тейлор после обзора геохимии рассеянных элементов андезитовых пород предложил «двухстадийную» модель образования андезитов, а именно: 1) частичное плавление мантии с формированием океанической коры в зонах спрединга и 2) последующее частичное плавление океанической коры там, где имеется часть подвигающейся литосферной плиты, ниже зоны Беньофа с образованием родоначальной андезитовой магмы.

Т. Грин и А. Рингвуд [85] показали, что для серий «сухих» расплавов известково-щелочных пород, варьирующих от толеита до риолита, при давлении около 3,0 ГПа расплав с наименьшей ликвидусной температурой имел андезитовый состав, его ликвидусная температура была ниже, чем у базальтового, и, еще более удивительно, ниже риолитового расплава. Фазы, кристаллизующиеся при (или около) ликвидусе, представлены гранатом*, омфацитовым клинопироксеном и кварцем. На основании этой работы можно предположить формирование андезитов в сухих условиях как анатектических продуктов субдуцированной океанической коры, метаморфизованной до эклогита на соответствующих глубинах.

Однако имеется очевидное возражение по поводу этого простого способа образования андезитовых магм в связи с тем, что в данном случае отсутствует непрерывность в полном спектре серий ОПСЗ от средних и кислых членов к более основным. Основные члены островодужных толеитов особенно близки к БСОХ. Исходя из тектонического положения БСОХ, только мантийные процессы

* Некоторые дацитовые породы содержат фенокристаллы граната [156], возможно кристаллизовавшегося при более низких давлениях [86], чем те, при которых были проведены эксперименты, упомянутые выше.

могут быть привлечены для их генезиса. Учитывая это, однако, неблагоприятно избегать процессов частичного плавления мантии, рассматривая петрогенезис андезитов. Конечно, не столь важно иметь родоначальную базитовую составляющую, которая присутствует и обнажена в больших количествах, для того, чтобы получить из нее подчиненные серии. Может быть, это связано с особыми условиями образования характерных вулканических серий ОПСЗ, учитывая сложность строения мантии?

Дж. Холлоуей и К. Бурнхем [101] в экспериментах по парциальному плавлению базальта, проведенных при $P_{H_2O} = 0,6 P_{общ}$ и при довольно низких давлениях (0,2; 0,5 и 0,8 ГПа соответственно), показали, что:

- | | |
|------------------------------|--|
| ol + cpx + mag | будут сосуществовать с «высокоглиноземистым базальтовым» расплавом, содержащим 50—53 % SiO_2 ; |
| ol + cpx + mag + amph | будут сосуществовать с «андезитовым» расплавом, содержащим 53—63 % SiO_2 ; |
| ol + cpx + mag + amph + plag | будут сосуществовать с «дацитовым» расплавом, содержащим более 63 % SiO_2 . |

Они отметили, как и следовало ожидать, что маловероятная высокая степень плавления необходима для образования более основных членов данной последовательности из основных пород. Хотя появление андезитовых расплавов при частичном плавлении базальта в этих условиях остается технически возможным, экспериментальные данные, подобные приведенным, также согласуются с фракционной кристаллизацией мафического парагенезиса, в состав которого входит амфибол, из первичных базальтовых расплавов для образования андезитовой серии.

Современные фракционные модели для низкокальциевых серий ОПСЗ оперируют с обогащенной H_2O основной магмой. Она могла бы образоваться из мантии, перекрывающей зону Беньофа, а плавление могло бы быть облегчено поступлением воды, выделяющейся из погружающейся литосферной плиты, которая перемещается вместе с верхним слоем до определенной степени обводненной океанической коры, как это предвидел в своих предположениях Р. Коатс. Следовало бы ожидать, что возможные температурные режимы этого существенно основного океанического корового материала будут способствовать его перекристаллизации в эклогит (через промежуточную амфиболовую стадию) на вертикальных глубинах около 80—100 км, последние, конечно, согласуются с наблюдаемыми глубинами зоны Беньофа ниже вулканического фронта. В этой модели вклад погружающегося океанического корового материала в вулканическую деятельность ОПСЗ состоит в большей степени из воды, чем из вещества, подвергающегося анатексису. Заметим, что в водных условиях эксперименты И. Куширо показали пределы давления инконгруэнтного плавления энстатита от 0,5 (в «сухих» условиях) до 2,5 ГПа; следовательно, слегка пересыщенная основная магма может эволюционировать в мантии в этих условиях.

Характерным показателем сложности и неопределенности, которые окружают проблему андезитового петрогенезиса, является обобщение А. Рингвуда, посвященное петрологической эволюции островодужных систем, со ссылками на проверочные расчеты по данным рассеянных элементов, включая распределение РЗЭ. А. Рингвуд рассматривает частичное плавление мантии непосредственно над зоной Бенъофа на глубинах около 100 км как причину возникновения первозданных толеитовых магм, которые фракционируют преимущественно в результате кристаллизации оливина и слагают серии ОДТ. Для более «зрелой» фазы развития островной дуги, содержащей более типичные известково-щелочные серии, А. Рингвуд предполагает последовательное фракционирование эклогита и амфибола из первичных расплавов, которое может иметь сложную историю частичного плавления субдцированного, превращенного в эклогит океанического корового материала и последующей реакции с мантией.

7.7.6. Гранитные породы

Возможно, это покажется ироничным, но генезис гранитных пород — самых обычных магматических пород континентальной коры — все еще покрыт пеленой неопределенности и обсуждается, хотя изучение рассеянных элементов, и особенно РЗЭ, позволяет сделать некоторые ограничения. Принято считать, что гранитные породы могли бы образовываться не более чем четырьмя различными способами, и это открывает простор для разрешения жестких противоречий, связанных с давней «гранитной дискуссией».

1. Усиленное *фракционирование* родоначальных базитовых магм выражается в образовании неизбежно малых количеств остаточных фельзических жидкостей. Следовало бы ожидать, что магматические породы, образовавшиеся при кристаллизации таких жидкостей, должны иметь небольшой цветной индекс и высокие отношения Fe/Mg (отражая фракционирование мафических фаз) и, возможно, агпайтовую петрохимию («плаггиоклазовый эффект», отражающий фракционирование плаггиоклаза), за исключением лейкократовых пород, возникших из тех родоначальных толеитовых магм, которые изначально обладали низкими содержаниями щелочей. Кроме того, валовые составы этих пород должны были бы приближаться к составам двух тройных минимумов, т. е. либо к идеальному, обогащенному кварцем граниту, либо к составу недонасыщенного фonoлита. Можно ожидать, что такие породы будут характерны для «вулканической ассоциации», поскольку они образовались из жидких магм. Их первичные значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ должны быть низкими, отличаясь от значений родоначальной магмы только по степени ассимиляции коровым материалом. Примерами являются кислые интрузивные ассоциации в верхних частях Скергаардской и Бушвельдской интрузий (толеитовая родоначальная магма), агпайтовые граниты Афара (субщелочная

родоначальная магма) и нефелин-сиенитовые кольцевые дайки горы Кения (щелочно-базальтовая родоначальная магма).

2. *Анатексис* континентального корового материала может произойти там, где в кору в течение небольшого временного интервала были внедрены значительные объемы базитовой магмы, или в других районах с особо высокими термическими градиентами в коре. Образовавшиеся расплавы должны иметь эвтектические составы, достигающие составов идеальных гранитов, которые становятся более лейкократовыми при большей степени переплавления корового материала. Породы, кристаллизовавшиеся из таких расплавов, должны также встречаться в вулканической ассоциации, но в них обязательно отсутствуют рассеянные элементы, характерные для образований, возникших в результате продолжительного фракционирования из родоначального базитового источника. Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ должны быть различными и высокими, сравнимыми с отношениями переплавленных пород. Примерами служат некоторые палеоген-неогеновые граниты Гебридских островов, Шотландия [140], ассоциирующие с крупными вулканами центрального типа, а также интрузивные и вулканические кислые породы зоны Таупо (Новая Зеландия) и более молодые кислые породы (преимущественно изверженные в виде игнибритов) из пров. Бассейнов и Хребтов.

3. В условиях тектонического утолщения коры и регионального метаморфизма мигматитовые комплексы (обычно развитые от гнейсового основания, ниже мощного, регионально метаморфизованного обломочного утончающегося слоя), могут интродуцировать в виде диапиров в мезозональные (и эпизональные?) уровни, подвергаясь в это время сложным и растянутым во времени процессам «гранитизации». В них наблюдаются различные минералогические, химические, физические изменения, что приводит к окончательному внедрению все более однородных гранитных пород с увеличивающимся количеством лейкократовых компонентов на более высоких коровых уровнях. В широком спектре составов должны сохраняться неоднородности, могут быть обильны родственные включения, магматическая полосчатость должна отражать характер внедрения не в виде жидкости, а в виде кристаллической взвеси. Из-за внутренней неоднородности некоторые характерные сложные комплексы могут включать многочисленные породы — от диорита через кварцевый диорит и гранодиорит до адамеллита. Только в исключительных случаях там, где эволюционные процессы значительно усилены, должны были появиться большие количества более лейкократовых пород, которые обязаны были бы встречаться в характерном виде небольших обособлений пегматитов и других дифференциатов. Мафические породы должны были бы отсутствовать, за исключением остатков образовавшихся из существовавших ранее метаморфических компонентов мигматитов. По сравнению с фракционными и анатектическими расплавами содержание кварца будет оставаться низким, а цветной индекс высоким (конечно, наиболее глубокие гранитные плутонические породы

обладают более низкими содержаниями кварца и более высокими цветными индексами, чем аналогичные поверхностные породы вулканических ассоциаций). Здесь можно ожидать высокоглиноземистые составы. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ должно быть высоким и соответствовать тем породам, которые были гранитизированы. В целом это граниты S-типа по классификации Б. Чаппелля и А. Уайта [37]. Примерами служат батолит Кост-Рейндж и, более проблематично, рассланцованные лейкограниты Манаслу (Непал), для последних, вероятно, в необычно значительных объемах проявлен анатексис.

4. *Ассимиляция* коровым материалом мантийных магм в значительном масштабе может дать более лейкократовые продукты. Этот процесс, очевидно, действовал в условиях отсутствия растяжения в зонах ОПСЗ Андийского типа в сочетании с подъемом магматических линз на границу раздела мантия—кора [74]. Типичный ряд образовавшихся при этом продуктов должен быть представлен кумулатными габбро, роговообманковыми габбро, диоритами, кварцевыми диоритами и адамеллитами с более лейкократовыми членами, преобладающими на сравнительно небольших глубинах эрозионного среза, и общим преобладающим количеством средних пород. Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ должны быть низкими (около 0,704) для основных членов и прогрессивно увеличиваться в более лейкократовых породах в пределах 0,706—0,708. По данным Б. Чаппелля и А. Уайта, это так называемые граниты типа I. Примерами являются Прибрежный батолит Перу, батолиты Южной Калифорнии и Сьерра-Невады (см. гл. 1—4).

ГЛАВА 8 ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

8.1. ВВЕДЕНИЕ

Многие изверженные породы подверглись воздействию метаморфизма, но вторичное преобразование по типу его низких ступеней особенно характерно для большинства наиболее древних вулканических пород. Именно в той мере, в какой изучение новейших неизмененных пород является жизненно важным звеном в понимании процессов тектоники плит, исследование более древних вулканических пород геологической летописи вносит вклад в наше понимание прошлых тектонических режимов и эволюции земной коры. Однако до недавнего времени в сфере исследования вторично-измененных пород существовало неопределенное пространство между излюбленными сферами деятельности большинства петрологов-магматистов и петрологов-метаморфистов, и эта область содержит много еще даже не осознанных проблем. Некоторые ав-

торы и, вполне возможно, преподаватели были склонны вести разговоры о реальном мире, изобилующем вторично-измененными горными породами, со студентами, которые обладают знаниями лишь об их менее распространенных неизменных разновидностях. В то же время основные понятия, относящиеся к вторичному изменению горных пород, очень легко усвоить.

Магматические и, в еще большей степени, вулканические породы имеют минеральный состав, образовавшийся при температурах ликвидуса или, учитывая эффекты переохлаждения и закалки, несущественно ниже этих температур, в условиях давления, соответствующих земной поверхности. Исходя из принципа метаморфических фаций, эти температуры являются максимально достижимыми для всех кристаллических пород. Поэтому не удивительно, что многие из минеральных ассоциаций и составов твердых растворов вулканических пород не являются равновесными при температурах земной поверхности и верхних частей коры.

Наличие «изверженной» минералогии, изучение структур и минерального состава (т. е. того, что является результатом кристаллизации силикатного расплава), свидетельствуют о том, что из-за быстрого охлаждения равновесные соображения потерпели неудачу по отношению к кинетической точке зрения. Плутонические породы, охлаждавшиеся сравнительно медленнее, конечно же, демонстрируют соответствующую приспособленность минерального состава к понижающейся температуре, такую как: эксолюция, перекристаллизация, а при наличии достаточного количества H_2O , CO_2 и т. д. и образование различных количеств вторичных минералов, являющихся действительно устойчивыми при низких температурах. Тем не менее, за исключением некоторых гранитоидов (многие из них изначально никогда не кристаллизовались из расплава), происхождение изверженных пород путем кристаллизации магмы с очевидностью подтверждается минералогией и структурами их неизменных разновидностей.

В процессе охлаждения изверженного тела может наступить своеобразное повторное равновесие: дальнейшие изменения подавлены крайне низкими скоростями реакций. Скорость химических реакций примерно удваивается при возрастании температуры на $10^\circ C$; следовательно, реакции протекают в тысячу раз быстрее (или медленнее) при возрастании температуры (или падении) на $100^\circ C$, в миллион раз — на $200^\circ C$, в миллиард раз — на $300^\circ C$ и т. д. Иными словами, следовало бы полагать, что никакое повторное равновесное состояние в вулканических породах (помимо того, которое было достигнуто при начальном охлаждении от температур ликвидуса до температуры воздуха, за время, измеряемое несколькими днями, неделями или месяцами) не будет реализовано и в течение всего геологического времени.

Но, увы, такого счастливого для петрографов-магматистов стечения обстоятельств не бывает. Изверженные породы не могут избежать захоронения на различных глубинах, а там они подвергаются воздействию температур, соответствующих геотермическому

градиенту в различные отрезки времени истории их захоронения. В то же время циркулирующие подземные воды могут обеспечивать поступление количеств H_2O и CO_2 , достаточных для образования новых низкотемпературных минералов. По отношению к этому низкотемпературному повторному равновесию важно отдавать себе отчет в том, что [103]:

«Нет необходимости в достижении температуры около 400 °С, при которой происходят прогрессивные эндотермические реакции в осадочных породах и которая определяет нижнюю температурную границу зеленосланцевой фации. В данном случае следует отметить показательный эксперимент П. Эскола (1937 г.), «реакцию спилитизации», за счет которой был получен чистый альбит из анортита в присутствии воды, соды, кремния и CO_2 при температурах от 264 до 331 °С. Так что это вопрос достижения такой температуры, при которой скорости химических реакций в уже нестабильной ассоциации минералов становятся ощутимыми».

В последующем обсуждении мы ограничим себя главным образом рассмотрением вулканических пород, достигших повторного равновесия в условиях зеленосланцевой и более низких фаций метаморфизма, так как доказано, что изучение этих образований особенно полезно для установления отличий между различными сериями изверженных пород, формирующихся в соответствующих глобальных тектонических обстановках.

8.2. СПИЛИТ И КЕРАТОФИР

Мы могли бы просто относить к «вторично-измененным» породам те образования, которые при исследовании в шлифах обнаруживают минералогию, свидетельствующую о достижении повторного равновесия в условиях низких температур. Тем не менее зачастую хочется ответить на вопрос: что такое вторичное изменение? По соображениям, которые будут очевидны, дать общий ответ на этот вопрос непосредственно сейчас нельзя. Так что термины *спилит* и *кератофир* широко используются в общем смысле для обозначения вторично-измененных вулканических пород без какого-либо дополнительного пояснения об их магматическом происхождении. Недавние попытки привели к следующим определениям этих понятий:

«Спилиты — породы базальтовой структуры, в которых развита полностью или почти полностью зеленосланцевая минералогия. Кератофир — тонкозернистая изверженная порода среднего и кислого состава, подвергшаяся регрессивному метаморфизму, в которой слабо или совсем не проявлены следы проникающей деформации и в которой магматический парагенезис миметически замещен минералогической ассоциацией, присущей зеленосланцевой или более низкой фации метаморфизма».

В отношении первого определения необходимо отметить, что повторное минеральное равновесие может быть достигнуто при температурах более низких, чем у зеленосланцевой фации, на что указывает присутствие в спилитах типичных минералов цеолитовой фации, таких как пренит и пумпеллит. Термин *пропилит*, возможно, мог бы быть включен в этот список вторично-измененных

изверженных пород и определен в соответствии с «Толковым словарем геологических терминов» (М., Мир, 1978) следующим образом: «гидротермально измененный андезит, похожий на зеленокаменную породу и содержащий кальцит, хлорит, серпентин, кварц, пирит и оксиды железа». Однако к пропилитам относится значительная часть пород, претерпевших синвулканические изменения или изменения, связанные с внедрением интрузивов, таким образом, пропилит противостоит группе пород, сформировавшихся при более широко распространенном метаморфизме погружения, который, собственно, и ответствен за вторичные изменения большинства спилитов и кератофигов.

Рассмотрим историю становления терминов *спилит* и *кератофир*. Существование первичных спилитов утверждалось в течение многих лет. Например, Г. Амшуг [2] категорически утверждал, что

«если рассматривать структурные соотношения, то очевидно, что многие спилиты и кератофиры должны быть первичными, так как нет вторичных диффузионных процессов, способных миметически воспроизвести первичные процессы».

Однако исчерпывающие доказательства вторичного происхождения спилитовых пород были в деталях представлены Т. Вэллансом. Современная точка зрения была убедительно сформулирована И. Кармайклом с соавторами, который пришел к выводу, что конечный синтез Т. Вэлланса вряд ли оставляет место для дальнейших сомнений. Интересно сопоставить эту краткую сводку И. Кармайкла и его соавторов с объемным и запутанным исследованием сущности спилита и кератофира в более ранней работе Ф. Тернера и Дж. Ферхугена. Имеется один конкретный довод, выдвигающий сомнения относительно происхождения этих пород, — преимущественно миметическая структура пород спилит—кератофирового ряда [103]:

«При температурах значительно ниже 400 °С не хватает энергии для зарождения и роста отдельных или всех новых минеральных фаз в породе, и, таким образом, минералогическим изменениям, имеющим место при образовании спилита и кератофира, приходится так или иначе быть процессами замещения. Отсутствие сдвиговых напряжений — вероятно, другой важный фактор, подавляющий зародышеобразование и способствующий развитию миметических структур. Так что затруднения Г. Амшуга [2] в отношении структуры этих пород — разрешены; достойно упоминания и то, что одной из наиболее обманчивых черт этих пород является наличие как первичных текстур, так и замаскированных первичных структур».

Использование термина «*кератофир*» также было под вопросом, но несколько в другом плане. В процессе классических петрографических исследований в Европе сложился набор анхиметаморфических терминов, использовавшихся специально для вторично-измененных докайнозойских изверженных пород (однако выделение вторично-измененных изверженных пород — не новость!) К сожалению, британские и американские петрографы не были склонны воспринять анхиметаморфическую номенклатуру. Для примера, чи-

таем следующее определение в «Толковом словаре английских геологических терминов»:

«Термин *кератофир* введен Х. Гарросовицем (1927 г.) и еще употребляется немецкими авторами для указания изменений в минеральном составе пород при температурах и давлениях, преобладающих в интервале между земной поверхностью и зоной истинного метаморфизма, т. е. примерно в зонах выветривания и циркуляции подземных вод. Термин никогда не был принят англосаксонскими авторами».

При недавнем обмене мнениями стало ясно, что анхиметаморфический термин кератофир, по крайней мере для некоторых петрографов, приобрел также узкое дополнительное значение для характеристики состава породы, хотя, честно говоря, его общепринятое использование соответствует более широкому определению, изложенному выше.

8.3. МЕТАСОМАТОЗ ПРИ ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Исходя из целей определения магматического происхождения* вторично-измененных вулканических пород, можно было бы задать вопрос: «Стоит ли беспокоиться о вторичных изменениях, если химические параметры в большей степени, чем минералогические, характеризуют различные серии изверженных пород?» Если бы это было так, то, каков бы ни был преобразованный минеральный состав, анализы тонкокристаллических пород должны выявить их магматическое происхождение. Но такой подход означал бы игнорирование возможности метасоматоза, сопровождающего вторичные изменения.

В этом плане метасоматоз оказался неожиданно деликатной темой. Один из субъективных поводов заключался в том, что в связи с недавним ростом доступности аналитического оборудования и разработки соответствующих методик многие петрологи получили возможность накапливать, как никогда раньше, огромное количество аналитических данных. Всякий, кто смеет ставить под вопрос большую значимость этих массивов точных цифр, воспринимается как противник. Более объективное основание для сомнений содержится в вопросе, который целесообразно задать каждому, кто намеревается исследовать метасоматоз: как можно узнать, каков был первоначальный состав, если таковой в самом деле имел отличия?

Тем не менее рассмотрим химическую сторону вторичного преобразования базальта, состоящего в основном из лабрадора и авгита плюс рудный минерал, в обобщенный спилит, сложенный альбитом и хлоритом плюс лейкоксен. Прирост (+) и потери (—) в содержании основных элементов, включенных в два главных ми-

* Здесь и далее в этой главе под магматическим происхождением понимается установление принадлежности вторично-измененных пород к определенной магматической серии.— *Прим. пер.*

метических замещения, могут быть показаны, по крайней мере в первом приближении, следующим образом.

	Si	Al	Mg, Fe	Ca	Na	K
Авгит в хлорит . . .	—	+	0	—	0	0
Лабрадор в альбит . .	+	—	0	—	+	—

Вначале рассмотрим калий. Плагиоклаз вулканических пород содержит до нескольких процентов ортоклазовой молекулы в твердом растворе, а альбит спилита — фактический нуль. В спилитах может быть обнаружен адуляр псевдоморфно замещающий часть плагиоклазов, хотя обычно он отсутствует. Серицит может слагать часть сосюритизированного плагиоклаза, но в спилитовых породах он зачастую также вытесняется прозрачным альбитом и даже не образует зародышей где-либо в породе. Ввиду фильтрации H_2O через породу, необходимой, чтобы превратить авгит в хлорит, содержащий около 12 % по массе H_2O , и обеспечить отсутствие калийсодержащих минералов в обычном спилите, становится вполне понятно, что калий мог быть выщелочен из спилитизированных пород метасоматическими растворами, в частности в форме карбонатов калия, имеющих крайне высокую растворимость в воде. Рассмотрим и кальций. Похоже, следствием спилитизации будет большая потеря Са. Тем не менее, как хорошо показано в работе Р. Смита, обнажения вторично-измененных базальтов обычно обнаруживают прожилки, жилки и полости, выполненные богатыми Са минералами — кальцитом, эпидотом и пренитом, наряду с участками сравнительного обогащения этими минералами. В масштабе шлифов также различимы небольшие прожилки, миндалины и спорадическое развитие этих минералов. Однако они часто отсутствуют в обычных образцах и, как следствие, создается впечатление, что, по крайней мере на уровне образцов, собранных для анализов, Са мог быть потерян в процессе преобразования. Кроме того, имеется неоспоримый абсолютный прирост Na, так как вторичный альбит спилитов должен быть причиной значительно большего содержания Na, чем более кальциевый плагиоклаз, который он миметически замещает. Иногда, по ряду признаков как в случае богатых калиевым полевым шпатом спилитов (поенитов) должен был произойти большой метасоматический привнос К. Среди рассеянных элементов Li обнаруживает значимое увеличение концентрации от 12 г/т во многих неизмененных базальтовых породах до (в среднем) 75 г/т в спилитах.

Таким образом, метасоматоз спилитов на уровне образцов является результатом плохого или чрезмерного воображения.

В самом деле, во вторично-измененных подушечных лавах, например, имеется очевидная дифференциация состава между ядрами подушечных лав, их богатыми хлоритом краями и внедрившимся гиалокластическим материалом, а также некоторыми разрозненными участками, обогащенными Са. Несомненно, существует намерение собрать из средних по виду (но в действительности обогащенных натрием) подушечных ядер материал и надеяться

получить представительные данные. Во вторично-измененных кислых породах обычно отсутствует такая очевидная дифференциация, как между ядром подушки и ее краем, и измененные кислые породы могут проявлять обманчивую однородность в обнажении. Но химические анализы таких пород обычно обладают содержаниями щелочей, которые явно не совпадают с таковыми для любой неизменной изверженной породы [103].

Оставляя в данном случае в стороне вопросы синхронности и масштаба метасоматоза (т. е. перераспределение вещества между ядром подушки, ее краем и внедрившимся гиадокластическим материалом в спилитовых подушечных лавах или между отдельными «областями» во вторично-измененных базальтовых лавах со столбчатой отдельностью, или между различными потоками, отдельными частями потоков и обломками пород в разрезах вторично-измененных риолитов, или в пределах еще более открытой системы с возможными суммарными приростами и потерями некоторых компонентов в чрезвычайно больших объемах пород), становится в общем ясно, что в масштабе обычного анализа образцов метасоматоз, несомненно, имел место (см. кривые изменения содержания щелочей в [103]). Более того, метасоматоз во многих породах столь явно воздействовал на содержание таких главных элементов, как щелочи и известь, что это часто имеет решающее значение для определения их магматического происхождения. Таким образом, в обращении со вторично-измененными породами столь широкоиспользуемые вариационные диаграммы, как сумма щелочей — кремнезем, становятся не приемлемыми (многие вторично-измененные толеиты попадают в поле щелочных базальтов). Это относится и к вычислениям щелочно-известкового индекса, сериального индекса Ритмана и щелочного отношения Райта. Подозрение вызывают также диаграммы, на которых в той или иной форме рассматривается изменение щелочей и изменение в отношении Mg/Fe , такие, например, как хорошо известные треугольники *AFM* и т. д.

Итак, когда имеют дело с современными или молодыми неизменными породами, серии изверженных пород распознаются и определяются на основе: 1) тектонического положения; 2) петрографии и 3) аналитических данных. В случае с более древними и вторично-измененными породами ситуация сильно осложняется, так как, в общем, появляются дополнительные затруднения: 1) отсутствуют точные сведения о тектонической обстановке; 2) имеется тенденция к сильным изменениям и 3) похоже, существует воздействие аллохимического изменения до неизвестной степени.

8.4. ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ ВТОРИЧНО-ИЗМЕНЕННЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Мы четко сформулировали проблему. Как же мы собираемся ее решать? Удивительно, но в некоторых современных статьях умалчивают о ней, а, столкнувшись с минералогией вторично-измененных пород, ряд авторов идет до столь экстраординарных утверж-

дений, будто альбит и хлорит спилитов — это первично-раскристаллизовавшиеся продукты «спилитовой» мафической магмы. Более модным подходом является игнорирование проблемы, т. е. авторами допускается, что любая степень вторичного изменения пород может быть поставлена под сомнение, также как и возможность метасоматоза, но тогда, как следствие, явствует утверждение, зачастую едва заметное среди впечатляющих массивов геохимических данных, провозглашающее, что эффекты метасоматоза могут быть благополучно опущены. Однако в последние годы все возрастающее число исследователей проявляет огромный интерес к проблеме магматического происхождения вторично-измененных вулканических пород и, как это будет показано ниже, появились различные подходы к ее решению.

8.4.1. Применение общепринятых критериев к аналитическим данным

Существует один подход: проанализировав многочисленные образцы на главные и рассеянные элементы, отбросить те, которые являются значимо аномальными (вероятно, из-за относительно проявленных преобразований и метасоматоза), и выявить вероятные тренды для оставшихся данных. Такой подход допускает, по крайней мере для некоторых образцов, что достаточно одних геохимических данных, чтобы через вуаль последующих аллохимических преобразований показать состав, изначально присущий горной породе.

Успешным применением этого подхода было описание толеитовой серии островной дуги и перекрывающей ее толщи известково-щелочных андезитов мощностью до 5 км, в основном подводных, относящихся к ордовикскому комплексу зал. Нотр-Дам (Ньюфаундленд) и в настоящее время преобразованных в низких ступенях зеленосланцевой фации. Из первоначальной коллекции в 300 образцов, для которых в обнажении не были зарегистрированы признаки изменения, 60 было проанализировано на рассеянные элементы: Rb, Sr, Zr, Ba, Ni, Cr, Cu, Zp и Co, а уж затем из этой группы 29 образцов было отобрано и проанализировано на содержание главных элементов. Породы, взятые из нижней и верхней частей разреза, распадаются на две различные группы, хотя и с некоторым разбросом; в верхних андезитовых породах явно больше Al_2O_3 , K_2O и связанных с ними катионов рассеянных элементов с большим ионным радиусом.

Изучение протерозойских основных лав Кивинаван показало изменения состава, направленные от явно измененных и метасоматически переработанных образцов через частично измененные к породам, которые были изменены и переработаны метасоматозом в наименьшей степени, так что такой подход, вероятно, дает возможность весьма близко аппроксимировать исходный состав лав.

8.4.2. Петрография

Любое определение магматического происхождения вторично-измененных вулканических пород, основанное на химических анализах, должно находиться в соответствии с петрографическими данными. Важность сохранения петрографии в качестве основного рабочего инструмента однозначно подчеркнул У. Мурууз во введении к «Сравнительному атласу структур архейских и более молодых вулканических пород»:

«Недеформированные архейские вулканические породы зачастую сохраняют свои структуры в мельчайших деталях и, следовательно, позволяют судить об их первоначальном неизменном составе... Несмотря на отсутствие деформации, химические изменения, несомненно, имели место в большинстве из этих вулканических пород, так что трудно, если вообще возможно, классифицировать потоки лавы в терминах, отражающих их первоначальный состав».

К счастью, в значительной степени миметический характер замещения обычно позволяет идентифицировать фенокристаллы, а развитие и порядок появления фенокристаллической фазы в породах серии изверженных горных пород являются, конечно же, информативными признаками. Например, типичная оливин-плагиоклазовая фенокристаллическая ассоциация океанических толеитов с весьма редким авгитом противостоит более частому проявлению авгита в качестве котектической фазы совместно с оливином и плагиоклазом в толеитах океанических островов. Фенокристаллическая последовательность оливин—авгит—плагиоклаз более типична для щелочных базальтов. Обилие плагиоклазовых фенокристаллов, часто пойкилитового характера, совместно с авгитом ± оливин ± ромбический пироксен характерна для относительно основных членов многих андезитовых серий и т. д.

Особенности структуры основной массы часто уничтожаются в результате вторичных изменений. Тем не менее наличие в основной массе оливина, в общем характерного для щелочной серии, может быть иногда различимо. Структуры, присущие основной массе базальтов, могут пережить вторичное изменение, точно так же, как различные характерные для андезитовых структур плагиоклазовые микролиты в тонкозернистом кислом мезостазиесе.

Относительное развитие основных, средних и кислых пород во вторично-измененной серии само по себе может быть ведущим признаком в определении ее магматического происхождения [10].

Ассоциация подушечных брекчий и связанного с ними гиалокластического материала с последовательностью подушечных лав предполагает сравнительно небольшую глубину образования и отлицает обстановку, характерную для БСОХ.

8.4.3. Плутонические эквиваленты экструзивных пород

Плутонические породы по природе массивны, крупнокристаллические и не содержат высокорекреационно-способного стекла; они не пористы и не переслаиваются с насыщенными водой пористыми

осадочными породами. Как следствие, плутонические породы по сравнению с вулканическими более устойчивы к минеральным превращениям слабых процессов вторичного изменения. Их химический состав также может оставаться сравнительно неизменным, поэтому изучение плутонических членов изверженной ассоциации может предоставить доказательства ее магматического происхождения. Однако имеются некоторые трудности в работе с плутоническими породами. Среди основных плутонических пород выведение магматического типа из кумулатной последовательности заведомо трудно (см. разд. 5.3.2., трубки на Аляске). Многочисленные гранитные породы, расположенные в обстановке ОПСЗ, могли иметь сложную историю ассимиляции и аутометасоматоза, наложенную на фракционирование (см. гл. 1 и 5), и, таким образом, могут не иметь эквивалентов по составу на ликвидусной линии при пониженных температуры, как это прослеживается в составах эруптированных лав.

8.4.4. Неподвижные рассеянные элементы

Из-за связанного со вторичным изменением метасоматоза большинство параметров, используемых для определения магматического происхождения неизмененных пород, являются сомнительными для вторично-измененных пород. Весьма вероятно, что совместно с Na, K и Ca определенные количества химически сходных рассеянных элементов (Rb, Cs, Sr и Ba из I и II групп Периодической таблицы) подвержены метасоматическим изменениям и тем самым опасны или бесполезны для дискриминантных целей. Однако вполне возможно, что Fe, Ti, а также другие переходные рассеянные элементы (например, Ni, Cr и V) могут проявлять относительную устойчивость к растворению и переносу различными гидротермальными растворами, по-видимому, участвующими в процессах вторичного изменения. Циркон, если он (в значительной степени) химически устойчив, может также сохраняться в неизменных количествах в процессе вторичного преобразования. Кроме того, имеются сравнительно еще более «неподвижные» элементы.

Очевидно, что выделенные рассеянные элементы, являясь в основном неподвижными в процессе вторичного изменения, чтобы их можно было использовать для целей определения магматического происхождения вторично-измененных пород, должны иметь какую-то значимость как химические дискриминанты для неизмененных пород различных магматических серий. Они также должны быть удобны для аналитического определения. Важность проблемы вторично-измененных пород, к которой применимы эти три критерия, была подтверждена в 70-е годы.

Установление статуса «неподвижных» за некоторыми элементами — процесс эмпирический. В этом отношении с самого начала должно быть принято во внимание предупреждение Т. Вэлланса о том, что элементы, которые являются сравнительно неподвижны-

ми при определенном наборе условий вторичного изменения (включая давление, температуру, P_{H_2O} , P_{CO_2} , pH раствора и соленость), могут, к несчастью, оказаться подвижными при других условиях [210]. В качестве иллюстрации этого можно привести различия, выявленные Дж. Пирсом между химическими изменениями, сопровождающимися, с одной стороны, преобразованием базальтов океанического дна, с другой — процесс метаморфизма зеленосланцевой фации.

Одними из первых А. Герман и К. Ведепол определили, что спилитизация вариссийских базальтовых пород девон-каменноугольного возраста на северо-западе ГДР была метасоматическим процессом в частично открытой системе. Этот процесс включал в себя потерю Si, Ca и привнос H_2O , CO_2 , Na, в то время как абсолютное содержание Y и лантаноидных РЗЭ оставалось, вероятно, неизменным [99]. Дж. Канн [30] показал, что содержания Y, Ti, Zr и Nb в некоторых базальтах океанического дна, вроде бы, не были изменены даже интенсивными процессами вторичного преобразования, тогда как концентрации Rb, K и, в меньшей степени, Sr были искажены.

Работа Дж. Пирса и Дж. Канны [160] посвящена содержаниям Ti, Zr и Y в пяти группах неизменных мафических вулканических пород: 1) базальты океанического дна; 2) гавайские толеиты, 3) щелочные оливиновые базальты Флорес (Азорские острова), 4) толеиты островных дуг из Японии, 5) андезиты и базальтовые андезиты Новой Зеландии. Нанесение данных на диаграммы и их дискриминантный анализ позволили удовлетворительно охарактеризовать эти пять различных типов магмы. Также было показано, что вторично-измененные мафические вулканические породы из офиолитов имеют содержание этих элементов, сравнимое с содержанием в неизменных базальтах морского дна.

Позднее Дж. Пирс и Дж. Канн расширили эту работу в следующих направлениях [161].

1. Было предпринято дальнейшее классификационное подразделение неизменных мафических магм (рис. 48), что послужило необходимым вступлением к определению магматического происхождения и полезной сводкой различных исходных мафических магм. Однако следует отметить дополнительные сложности, появившиеся с тех пор. Например, в отношении тонких вариаций в породах серии ОПСЗ и базальтах океанического дна, а также их дериватов из других или более обильных мантийных источников (см. гл. 3 и 5).

2. Рассмотрены и другие рассеянные элементы-индикаторы. Ниобий был включен в дополнение к Ti, Zr и Y. Отдельно был рассмотрен Zr, поскольку это полезный дискриминант неизменных пород; создается впечатление, что он является достаточно устойчивым в некарбонатизированных слабоизмененных породах, но в то же время противопоказанием к его применению является альбитизация плагиоклазов (в действительности фактически полная во многих спилитах). Исследовались также Ba, Sr и Ni. Было обнару-

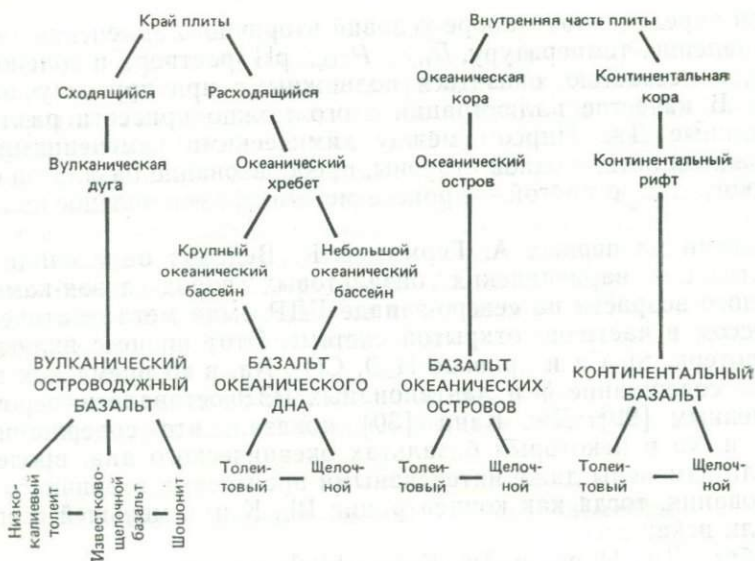


Рис. 48. Классификационная схема основных вулканических пород, основанная на их тектоническом местоположении, предложенная Дж. Пирсом и Дж. Канном [161]

жено, что Ва является чрезвычайно подвижным элементом в процессе вторичного преобразования, несравненно более мобильным, чем Sr; Sr и Ni сравнительно устойчивы в процессе вторичного изменения, причем Sr более, чем Ni, но содержания обоих сильно колеблются и в неизменных мафических породах, так как они крайне чувствительны даже к малым количествам продуктов раннего фракционирования — оливина и пироксена (и хромшпинели).

3. Собрано значительное число анализов мафических пород, имеющих содержание $\text{CaO} + \text{MgO}$ 12—20 % [161]. Следует отметить, что Дж. Пирс и Дж. Канн ограничили свой анализ мафическими породами.

4. Прослежено развитие покрова течения [161] с целью определения магматического происхождения вторично-измененных мафических вулканических пород с использованием определенных диаграмм. Две из них, которые часто использовались, воспроизведены на рис. 49 и 50. Стоит обратить внимание также на использование отношения Y/Nb для индикации щелочности: низкое отношение Y/Nb коррелирует с щелочными базальтами, а высокое — с толеитами.

В более поздней работе Дж. Пирс продемонстрировал хорошее разделение базальтов океанического дна и толеитов островных дуг с использованием диаграммы Ti—Sr (рис. 51).

Несмотря на то, что фосфор проявляет значительную подвижность при определенных условиях вторичного изменения, он совместно с Zr, Ti, Y и Nb рассмотрен П. Флордом и Дж. Винчесте-

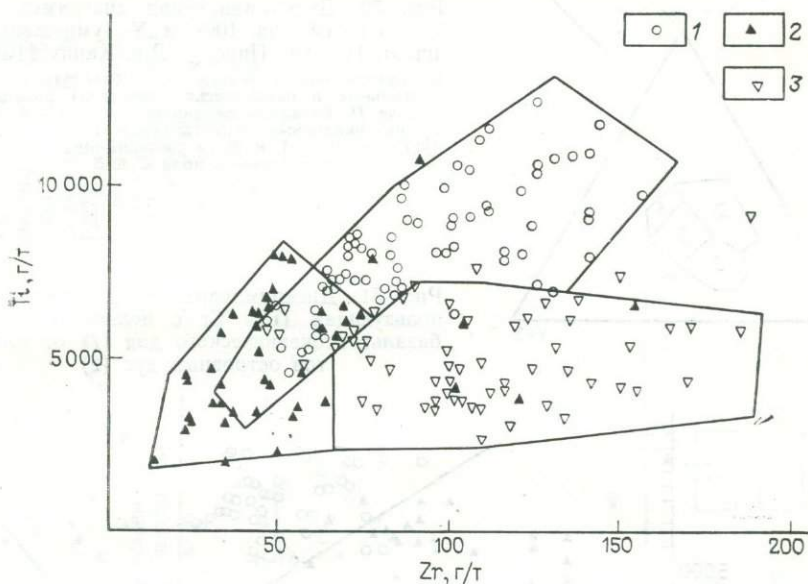


Рис. 49. Дискриминантная диаграмма Ti и Zr. По Дж. Пирсу и Дж. Канну [161]. Базальты океанического дна (1) находятся в полях D и B, низкокальциевые толеиты (2) в полях A и B, а кальций-щелочные базальты (3) в полях C и B

ром, которые впервые удовлетворительно разграничили неизменные толеиты и щелочные базальты, а затем и их измененные разновидности, используя несколько диаграмм, например: TiO_2-Zr ; TiO_2-Y/Nb ; P_2O_5-Zr ; TiO_2-Zr/P_2O_5 и $Nb/Y-Zr/P_2O_5$ [71].

А. Герман и К. Ведепол [99], А. Герман и др. [100], представив данные по РЗЭ из спилитизированных пород Срединно-Атлантического хребта, вариссийской геосинклинали и некоторых районов Швейцарии, показали, что содержание РЗЭ в перечисленных вторично-измененных базальтах, по-видимому, оставалось неизменным в течение метаморфизма низких ступеней до температур в $400^\circ C$. В свою очередь Д. Вуд и др. [229] исследовали подвижность элементов в течение различных стадий метаморфизма цеолитовой фации на базальтовых составляющих вулканической постройки Восточной Исландии, породы которой хорошо охарактеризованы более ранними работами, посвященными возрасту, цеолитовым зонам и глубине захоронения. Они установили, что, в то время как Ti, Zr, Nb, Ta и P не были, по-видимому, затронуты метасоматическим переносом, легкие РЗЭ совместно с K, Rb и Sr (при тех же условиях) подверглись значительной мобилизации во всех образцах базальтов, за исключением наименее глубоко захороненных, с глубиной менее 600 м. Образцы базальтов с больших глубин проявили значительное обогащение легкими РЗЭ. Д. Вуд и другие обратили внимание на эту подвижность ввиду строгой зависимости, которая вытекает из современных моделей возмож-

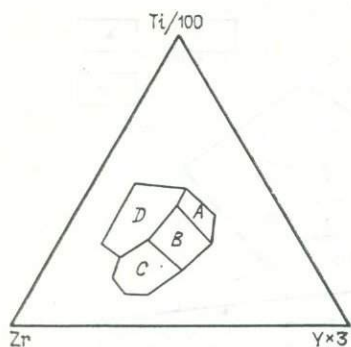
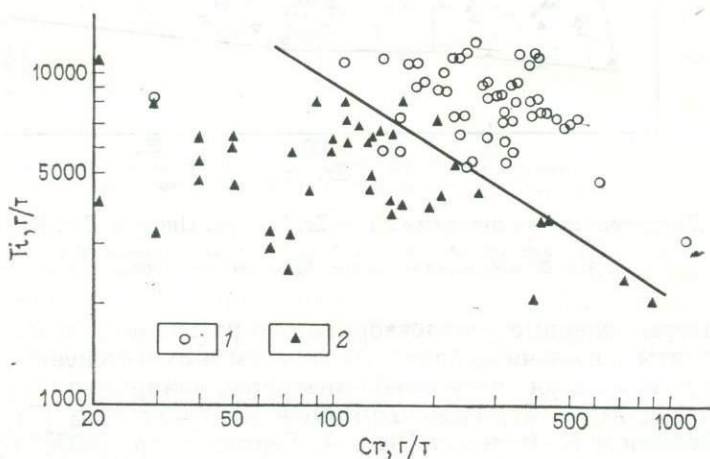


Рис. 50. Дискриминантная диаграмма Zr, Ti (деленный на 100) и Y (умноженный на 3). По Дж. Пирсу и Дж. Канну [161].

Внутриплитовые базальты (т. е. базальты континентальные и океанических островов) попадают в поле D, базальты океанического дна — в поле B, низкокальциевые толеиты (толеиты островных дуг) — в поля A и C, а кальций-щелочные базальты — в поля C и B

Рис. 51. Дискриминантная диаграмма, использующая Ti и Sr с целью отделения базальтов океанического дна (1) от толеитов островных дуг (2)



ного происхождения неизменных базальтовых пород в областях восходящего мантийного потока, базирующихся на изотопии Sr и данным по легким РЗЭ, таким как отношение La/Sm (см. разд. 3.3 о толеитах океанических островов). П. Флойд [70] описал сходное обогащение легкими РЗЭ и обсудил явно различные модели поведения РЗЭ в современных и древних спилитах. П. Хелман и др. [98] на основании изучения метаморфизма погружения обводненных вулканических пород из трех районов в сочетании с обзором опубликованных работ пришли к выводу о том, что мобильность РЗЭ в рассмотренных условиях весьма изменчива и может быть описана следующим путем: 1) суммарное содержание РЗЭ и отдельное обогащение легкими РЗЭ; 2) содержания РЗЭ колеблется в пределах первоначального среднего; 3) суммарный вынос РЗЭ; 4) подвижность отдельных РЗЭ. Авторы предостерегают от некритического приложения аналитических данных по РЗЭ к петрогенетическим моделям.

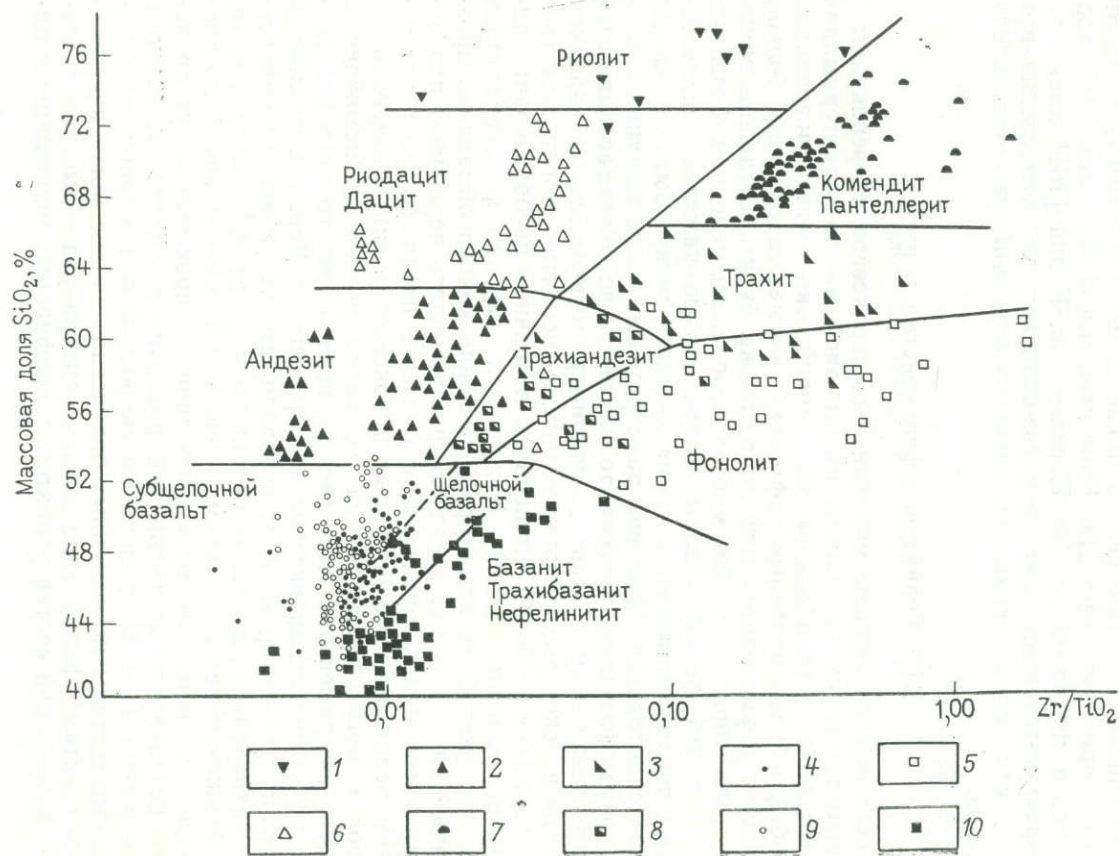


Рис. 52. Дискриминантная диаграмма содержания Zr , Ti и SiO_2 для обычных серий вулканических пород. По Дж. Винчестеру и П. Флойду [227].

1 — риолиит; 2 — андезит; 3 — трахит; 4 — щелочной базальт; 5 — фоналит; 6 — дацит, риодацит; 7 — комендит, пантеллерит; 8 — трахиандезит, бенморит; 9 — толеитовый высокоглинозёмистый базальт; 10 — базанит, трахибазанит

Дж. Винчестер и П. Флloyd [227], сделав полезное обобщение по концентрациям рассеянных элементов, высказали предположение, что эти элементы будут неподвижны в некоторых сериях изверженных пород различной щелочности. Они добавили Ce, Ga и Sc к теперь уже традиционному списку Zr, Ti, Y и Nb, а также включили в рассмотрение средние и кислые члены серий в дополнение к основным породам, охваченным в ставшей уже классической работе Дж. Пирса, Дж. Канны и др. Относительно простая диаграмма Zr/TiO_2-SiO_2 (рис. 52) показательна для вариаций, наблюдаемых у различных серий.

Очевидно, что уже сейчас приведенные диаграммы, а также другие, представленные Дж. Винчестером и П. Флloydом [227], совместно с диаграммами Дж. Пирса и Дж. Канны [161] имеют реальную перспективу быть использованными для разделения вторично-измененных пород на основе содержаний рассеянных элементов.

8.4.5. Реликтовые фенокристаллы авгита

Химические составы моноклинных пироксенов из фенокристаллов, а также их кристаллов из основной массы характерны для определенного типа магмы, из которой они кристаллизовались. В общем более щелочные мафические магмы, содержащие больше Ti, Al и нормативного нефелина, также будут обогащены моноклинным пироксеном. Во многих вторично-измененных базальтовых породах фенокристаллы авгита обычно кажутся неизменными, тогда как пироксен основной массы может быть полностью замещен хлоритом. Меньший размер зерен, более доступный межзерновым флюидам метасоматоза, совместно с метастабильным переохлажденным составом (например, недосыщенные кальцием авгиты в некоторых стеклах толеитов), вероятно, могли сказаться на сравнительно более интенсивном вторичном преобразовании пироксенов основной массы. Кажущаяся свежесть фенокристаллов авгита может быть иллюзорной, в конце концов обманчиво прозрачный альбит может псевдоморфно замещать первичный плагиоклаз в некоторых породах. Тем не менее предполагается, что составы реликтовых моноклинных пироксенов в спилитизированных породах могут указывать на их магматическое происхождение. Успешное применение этого метода, использующего зондовый анализ моноклинных пироксенов из пород плато Декан, в различной степени спилитизированных, показало, что некоторые из пироксенов сохраняют недосыщенный кальцием богатый железом состав, приближающийся к составам толеитов. Совсем недавно было продемонстрировано, что, хотя моноклинные пироксены могут проявлять незначительные первичные различия в составе, особенно в содержании Ti и Al, в связи со скоростью охлаждения, метастабильные составы моноклинных пироксенов вполне могут пережить эпизод метаморфизма типа низкая температура — высокое давление. Химический состав реликтовых порфировых моноклинных пи-

роксенов и амфиболов из пород андезитового состава, во всех других отношениях полностью вторично-измененных, был успешно исследован Б. Барроном [16], который также включил в рассмотрение полезные ссылки на статьи, имеющие отношение к химическому составу бесспорно неизмененных моноклинных пироксенов из различных серий изверженных пород.

Другое полезное обобщение по составу пироксенов из известных типов магмы, классифицированной на базальты океанического дна, базальты вулканических дуг, внутриплитовые толеиты и внутриплитовые щелочные базальты, дают Е. Нисбет и Дж. Пирс [152]. Делается вывод, что установление магматического происхождения путем анализа даже единичного «неизвестного» моноклинного пироксена может иметь 70 % шансов на успех, хотя выделение некоторых классов базальтов сравнительно легче, чем других пород. Е. Нисбет и Дж. Пирс делают следующее заключение:

«Пироксены из щелочных внутриплитовых базальтов наиболее легки для распознавания; пироксены из базальтов вулканических дуг и внутриплитовых толеитов могут быть отличимы один от другого, но в большинстве случаев не от пироксенов, принадлежащим базальтам океанического дна».

Однако возможные проблемы в интерпретации составов моноклинных пироксенов могут быть соотнесены с иными переменными, чем содержание в магме главных элементов. Ф. Барбери и др. [11] определили, что высокие P_{H_2O} и P_{O_2} благоприятны для ранней кристаллизации из базальтовых расплавов моноклинных пироксенов по сравнению с плагиоклазом, и наоборот. Таким образом, например, в случае кристаллизации базальтового расплава при необычно низких P_{H_2O} и P_{O_2} ранняя кристаллизация плагиоклазов может уменьшить содержание Al в остаточном расплаве и в последующем раскристаллизовавшийся авгит будет иметь состав, напоминающий состав толеитовых авгитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Allegre C. J. and Minster J. F.*, 1978. Quantitative models of trace element behaviour in magmatic processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38: 1—25.
2. *Amstutz G. C.*, 1968. Les laves spilitiques et leurs gites minéraux. *Geol. Rundsch.*, 57: 936—954.
3. *Anderson A. T.*, 1976. Magma mixing: petrological process and volcanological tool. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1: 3—33.
4. *Appleton J. D.*, 1972. Petrogenesis of potassium-rich lavas from the Roccamonfina Volcano, Roman region, Italy. *J. Petrol.*, 13: 425—456.
5. *Arndt N. T.*, 1977. Ultrabasic marmas and high-degree melting of the mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 64: 205—221.
6. *Badham J. P. N. and Morton R. D.*, 1976. Magnetite—apatite intrusions and calc—alkaline magmatism, Camsell River, N. W. T. Can. *J. Earth Sci.*, 13: 348—354.
7. *Bailey D. K.*, 1975. Experimental petrology relating to oversaturated peralkaline volcanocs: a teview. *Bull. Volcanol.*, 38: 637—652.
8. *Bailey D. K.*, 1977. Lithosphere control of continental rift magmatism. *J. Geol. Soc. London*, 133: 103—106.
9. *Baker B. H. and Wohlenberg J.*, 1971. Structure and evolution of the Kenya Rift Valley. *Nature (London)*, 229: 538—542.
10. *Baker P. E.*, 1968. Comparative volcanology and petrology of the Atlantic island—arcs. *Bull. Volcanol.*, 32: 189—206.
11. *Barberi F., Bizouard H. and Varet J.*, 1971. Nature of the clinopiroxene and iron enrichment in alkalic and transitional basaltic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 33: 93—107.
12. *Barberi F., Ferrera G., Santacroce R., Treuil M. and Varet J.*, 1975. A transitional basalt—pantellerite sequence of fractional cristallization, the Boina Centre (Afar Rift, Ethiopia). *J. Petrol.*, 16: 22—56.
13. *Barker P. F. and Griffiths D. H.*, 1972. The evolution of the Scotia Ridge and Scotia Sea. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 271: 151—183.
14. *Barr S. M. and Chase R. L.*, 1974. Geology of the northern and of Juan de Fuca Ridge and sea—floor spreading. *Can. J. Earth. Sci.*, 11: 1384—1406.
15. *Barriere M.*, 1976. Flowage differentiation: limitation of the „Bagnold Effect“ to the narrow intrusions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 55: 139—145.
16. *Barron B. J.*, 1976. Recognition of the original volcanic suite in altered mafic volcanic rocks at Sofala, New South Wales. *Am. J. Sci.*, 276: 604—636.
17. *Bateman P. C. and Dodge F. C. W.*, 1970. Variations of major chemical constituents across the central Sierra Nevada batholith. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 81: 409—420.
18. *Beeson M. H. and Jackson E. D.*, 1970. Origin of the garnet pyroxenite xenoliths at Salt Lake crater, Oahu. *Spec. Pap., Mineral. Soc. Am.*, 3: 95—112.
19. *Bonatti E., Harrison C. G. A., Ficher D. E., Honnorez J., Schilling J.-G., Stipp J. J. and Zentilli, M.*, 1977. Eastern volcanic chain (Southeast Pacific): a mantle hot line. *J. Geophys. Res.*, 82: 2457—2478.
20. *Borley G. D.*, 1967. Potash-rich volcanic rocks from southern Spain. *Mineral. Mag.*, 36: 364—379.
21. *Bowden P. and Turner D. C.*, 1974. Peralkaline and associated ring—complexes in the Nigeria—Niger province, West Africa. In: H. Sørensen (Editor), *The Alkaline Rocks*. Wiley, London, pp. 330—351.
22. *Boyd F. R.*, 1973. A pyroxene geotherm. *Geochim. Acta*, 37: 2533—2546.
23. *Bridgwater D., Keto L., McGregor V. R. and Myers J. S.*, 1976. Archean gneiss complex of Greenland. In: A. Escher and W. S. Watt (Editors), *Geology of Greenland*. Geological Survey of Greenland, Godthaad, pp. 18—75.
24. *Bridgwater D., Collerson K. D. and Myers J. S.*, 1978. The development of the Archaean gneiss complex of the North Atlantic region. In: D. H. Tarling (Editor), *Evolution of the Earth's Crust*. Academic Press, London, pp. 19—69.

25. Brock P. W. G., 1974. The sheeted dike layer of the Betts Cove Ophiolite Complex does not represent spreading. *Can. J. Earth Sci.*, 11: 208—210.
26. Brooks C. K., 1976. The Fe_2O_3/FeO ratio of basalt analyses: an appeal for a standardized procedure. *Bull. Geol. Soc. Denm.*, 25: 117—120.
27. Brown G. M., 1977. Two major igneous events in the evolution of the moon. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 286: 439—451.
28. Bryan W. B. and Moore J. G., 1977. Compositional variations of young basalts in the Mid—Atlantic rift valley near lat. $36^\circ 49' N$. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 88: 556—570.
29. Burke K. and Dewey J. F., 1973. Plume-generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks. *J. Geol.*, 81: 406—433.
30. Cann J. R., 1970. Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10: 7—11.
31. Carey S. N. and Sigurdsson H., 1978. Deep—sea evidence for distribution of tephra from the mixed magma eruption of the Soufriere on St. Vincent, 1902: ash turbidites and air fall. *Geology*, 6: 271—274.
32. Carmichael I. S. E., 1967a. The mineralogy of Thingmuli, a Tertiary volcano in eastern Iceland. *Am. Mineral.*, 52: 1815—1841.
33. Carmichael I. S. E., 1967b. The mineralogy and petrology of the volcanic rocks from the Leucite Hills, Wyoming. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 15: 24—66.
34. Carmichael I. S. E., Nicholls J. and Smith A. L., 1970. Silica activity in igneous rocks. *Am. Mineral.*, 55: 246—263.
35. Cawthorn R. G. and Strong D. F., 1975. The petrogenesis and related rocks as evidence for a layered upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 21: 369—375.
36. Cawthorn R. G., Curran E. B. and Arculus R. J., 1973. A petrogenetic model for the origin of the calc—alkaline suite of Grenada, Lesser Antilles. *J. Petrology*, 14: 327—337.
37. Chappell B. W. and White A. J. R., 1974. Two contrasting granite types. *Pac. Geol.*, 8: 173—174.
38. Chase R. L., 1977. J. Tuzo Wilson Knolls: Canadian hotspot. *Nature (London)*, 266: 344—346.
39. Christiansen R. L. and Lipman P. W., 1972. Cenozoic volcanism and plate—tectonic evolution of the western United States, 11. Late Cenozoic. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 271: 249—284.
40. Church W. R. and Riccio L., 1974. The sheeted dike layer of the Betts Cove Ophiolite Complex does not represent spreading—Discussion. *Can. J. Earth Sci.*, 11: 1499—1502.
41. Clarke D. B., McKenzie C. B., Muecke G. K. and Richardson S. W., 1976. Magmatic andalusite from the South Mountain Batholith, Nova Scotia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 56: 279—287.
42. Coleman R. G. and Peterman Z. E., 1975. Oceanic plagiogranite. *J. Geophys. Res.*, 80: 1099—1108.
43. Collerson K. D. and Fryer B. J., 1978. The role of fluids in the formation and subsequent development of early continental crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 67: 151—167.
44. Condie K. C., 1975. Mantle—plume model for the origin of Archaean greenstone belts based on trace element distributions. *Nature (London)*, 258: 413—414.
45. Condie K. C., Viljoen M. J. and Kable E. J. D., 1977. Effects of alternation on element distributions in Archaean tholeiites from the Barberton greenstone belt, South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 64: 75—89.
46. Cox K. G., 1972. The Karroo volcanic cycle. *J. Geol. Soc. London*, 128: 311—336.
47. Cox K. G., 1978a. Kimberlite pipes. *Sci. Am.*, April 1978, pp. 120—130.
48. Cox K. G., 1978b. Komatiites and other high—magnesia lavas: some problems. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 288: 599—609.
49. Cox K. G. and Bell J. D., 1972. A crystal fractionation model for the basaltic rocks of the New Georgia Group, British Solomon Islands. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 37: 1—13.
50. Cox K. G., Gass I. G. and Mallick D. I. J., 1970. The peralkaline volcanic suite of Aden and Littl Aden, south Arabia. *J. Petrol.*, 11: 433—461.

51. Cox K. G., Bell J. D. and Pankhurst R. J., 1979. The Interpretation of Igneous Rocks Allen and Unwin, London, 450 pp.
52. Crowder D. F., McKee E. H., Ross D. C. and Krauskopf K. B., 1973. Granitic rocks of the White Mountains area, California—Nevada: age and regional significance. Bull. Geol. Soc. Am., 84: 285—296.
53. Davis D. W., Gray J., Cumming G. L. and Baadsgaard H., 1977. Determination of the ^{87}Rb decay constant. Geochim. Cosmochim. Acta, 41: 1745—1749.
54. Dawson J. B., 1972. Kimberlites and their relation to the mantle. Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 271: 297—311.
55. Dawson J. B., 1977. Sub-cratonic crust and upper mantle models based on xenolith suites in kimberlite and nephelinitic diatremes. J. Geol. Soc. London, 134: 173—184.
56. Dawson J. B. and Hawthorne J. B., 1973. Magmatic sidermentation and carbonatitic differentiation in kimberlite sills at Benfontein, South Africa. J. Geol. Soc. London, 129: 61—85.
57. De A., 1974. Silicate liquid immiscibility in the Deccan Traps and its petrogenetic significance. Bull. Geol. Soc. Am, 85: 471—474.
58. de Albuquerque C. A. R., 1977. Geochemistry of the tonalitic and granitic rocks of the Nova Scotia southern plutons. Geochim. Cosmochim. Acta, 41: 1—13.
59. Dickey Jr. J. S., Frey F. A., Hart S. R. and Watson E. B., 1977. Geochemistry and petrology of dredged basalts from the Bouvet triple junction, South Atlantic. Geochim. Cosmochim. Acta, 41: 1105—1118.
60. Dunham A. C., 1970. The emplacement of the Tertiary igneous complex of Rhum. In: G. Neval and N. Rast (Editors), Mechanism of Igneous Intrusion. Gallery Press, Liverpool, pp. 23—32.
61. Edgar A. D. and Condliffe E., 1978. Derivation of K-rich ultramafic magmas from a peridotitic mantle source. Nature (London), 275: 639—640.
62. Eichelberger J. C., 1975. Origin of andesite and dacite: evidence of mixing at Glass Mountain in California and at other circum-Pacific volcanoes. Bull. Geol. Soc. Am., 86: 1381—1391.
63. Emeleus C. H. and Upton B. G. J., 1976. The Gardar period in southern Greenland. In: A. Escher and W. S. Watt (Editors), Geology of Greenland. Grøn. Geol. Unders., pp. 152—181.
64. Erlank A. J. and Kable E. J. D., 1976. The significance of incompatible elements in mid-Atlantic ridge basalts from 45°N with particular reference to Zr/Nb. Contrib. Mineral. Petrol., 54: 281—291.
65. Ewart A., 1976. Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas—some statistics and implications. Earth Planet. Sci. Lett., 31: 417—432.
66. Ewart A. and Stipp J. J., 1968. Petrogenesis of the volcanic rocks of the central North Island, New Zealand, as indicated by a study of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios, and Sr, Rb, K, U, and Th abundances. Geochim. Cosmochim. Acta, 32: 699—736.
67. Ferguson A. K. and Cundari A., 1975. Petrological aspects and evolution of the leucite bearing lavas from Bufunbira, south west Uganda. Contrib. Mineral. Petrol., 50: 25—46.
68. Ferguson J. and Currie K. L., 1971. Evidence of liquid immiscibility in alkaline ultrabasic dykes at Callander Bay, Ontario, J. Petrol., 12: 561—585.
69. Fitton J. G. and Hughes D. J., 1977. Petrochemistry of the volcanic rocks of the island of Principe. Gulf of Guinea. Contrib. Mineral. Petrol., 64: 257—272.
70. Floyd P. A., 1977. Rare earth element mobility and geochemical characterisation of spilitic rocks. Nature (London), 269: 134—137.
71. Floyd P. A. and Winchester J. A., 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth Planet. Sci. Lett., 27: 211—218.
72. Foland K. A. and Faul H., 1977. Ages of the White Mountain intrusives—New Hampshire, Vermont, and Maine. Amer. J. Sci., 277: 888—904.
73. Freeberg J. H., 1969. Terrestrial impact structures—a bibliography, 1965—68. Bull. U. S. Geol. Surv. 1320, 39 pp.
74. Eyfe W. S., 1978. The evolution of the earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? Chem. Geol., 23: 89—114.
75. Gale G. H., 1973. Paleozoic basaltic komatiite and ocean-floor type basalts from northeastern Newfoundland. Earth. Planet. Sci. Lett., 18: 22—28.

76. Gary M., McAfee R. and Wolf C. L., 1972. Glossary of Geology. American Geological Institute, Washington, D. C., 805 pp.
77. Gass I. G., 1970. Tectonic and magmatic evolution of the Afro—Arabian dome. In: T. N. Clifford and I. G. Gass (Editors), African Magmatism and Tectonics. Oliver and Boyd, Edinburgh, pp. 285—300.
78. Gass I. G., Neary C. R., Plant J., Robertson A. H. F., Simonian K. O., Smewing J. D., Spooner E. T. C. and Wilson R. A. M., 1975. Comments on „The Troodos ophiolite complex was probably formed in an island arc“, by A. Miyashiro; and subsequent correspondence, by A. Hynes and A. Miyashiro. Earth. Planet. Sci. Lett., 25: 236—238.
79. Gass I. G., Chapman D. S., Pollack H. N. and Thorpe R. S., 1978. Geological and geophysical parameters of mid—plate volcanism. Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 288: 581—597.
80. Gill J. B., 1970. Geochemistry of Viti Levu, Fiji, and its evolution as an island arc. Contrib. Mineral. Petrol., 27: 179—203.
81. Gill J. B., 1976. Composition and age of Lau Basin and Ridge volcanic rocks: implications for evolution of an interars basin and remnent arc, Bull. Geol. Soc. Am., 87: 1384—1395.
82. Gilluly J., 1963. The tectonic evolution of the western United States. Q. J. Geol. Soc. London, 119: 133—174.
83. Goldsmith J. R., 1976. Scapolites, granulites, and volatiles in the lower crust. Bull. Geol. Soc. Am., 87: 161—168.
84. Goodwin A. M. and Ridler R. H., 1970. The Abitibi orogenic belt. Pap. Geol. Surv. Can., 70—40, 1—30.
85. Green D. H. and Ringwood A. E., 1967a. The genesis of basaltic magmas. Contrib. Mineral. Petrol., 15: 103—190.
86. Green D. H. and Ringwood A. E., 1967b. The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. Earth Planet. Sci. Lett., 3: 151—160.
87. Green H. W. and Guegten Y., 1974. Origin of kimberlite pipes by diapiric upwelling in the upper mantle. Nature (London), 249: 617—620.
88. Greene H. G., Dalrymple G. B. and Clague D. A., 1978. Evidence for northward movement of the Emperor seamounts. Geology, 6: 70—74.
89. Gunn B. M., 1966. Modal and element variation in Antarctic tholeiites. Geochim. Cosmochim. Acta, 30: 881—920.
90. Haggerty S. E., 1978. The Allende meteorite: evidence for a new cosmometer based on Ti^{3+}/Ti^{4+} . Nature (London), 276: 221—225.
91. Hanson G. N., 1980. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. Annu Rev. Earth. Planet. Sci., 8: 371—406.
92. Harris P. G., 1969. Basalt type and African Rift Valley tectonism. Tectonophysics, 8: 427—436.
93. Harris P. G., Reay A. and White I. G., 1967. Chemical composition of the upper mantle. J. Geophys. Res., 72: 6359—6369.
94. Harris P. G., Hutchison R. and Paul D. K., 1972. Plutonic xenoliths and their relation to the upper mantle. Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 271: 313—323.
95. Hatherton T. and Dickinson W. R., 1969. The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles, and other island arcs. J. Geophys. Res., 74: 5301—5310.
96. Hawkes D. D., 1966. Defferentiation of the Tumatumari—Kopinang dolerite intrusion, British Guiana. Bull. Geol. Soc. Am., 77: 1131—1158.
97. Hekinian R., Moore J. G. and Bryan W. B., 1976. Volcanic rocks and processes of the Mid—Atlantic Ridge Rift Valley near 36° 49' N. Contrib. Mineral. Petrol., 58: 83—110.
98. Hellman P. L., Smith R. E. and Handerson P., 1979. The mobility of the rare earth elements: evidence and implications from selected terrains affected by burial metamorphism Contrib. Mineral. Petrol., 771: 23—44.
99. Herrmann A. G. and Wedepohl K. H., 1970. Untersuchungen anspilitischen Gesteinen der variskischen Geosynklone in Nordwestdeutschland. Contrib. Mineral. Petrol., 29: 255—274.

100. *Herrmann A. G., Potts M. J. and Knake D.*, 1974. Geochemistry of the rare earth elements in spilites from the oceanic and continental crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 44: 1—16.
101. *Hooloway J. R. and Burnham C. W.*, 1972. Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. *J. Petrol.*, 13: 1—29.
102. *Hughes C. J.*, 1971. Anatomy of a granophyre intrusion. *Lithos*, 4: 403—415.
103. *Hughes C. J.*, 1972b. Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum. *Geol. Mag.*, 109: 513—527.
104. *Hughes C. J. and Hussey E. M.*, 1976. M. and Mg values in igneous rocks; proposed usage and a comment on currently employed Fe_2O_3 corrections. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40: 485—486.
105. *Hulme G.*, 1974. Generation of magma at lunar impact crater sites. *Nature (London)*, 252: 556—558.
106. *Hutchison W. W.*, 1970. Metamorphic framework and plutonic styles in the Prince Rupert region of the central Coast Mountains, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.*, 7: 376—405.
107. *Irvine T. N.*, 1974. Petrology of the Duke Island ultramafic complex, southeastern Alaska. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 138: 240 pp.
108. *Irvine T. N. and Baragar W. R. A.*, 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523—548.
109. *Irving A. J. and Green D. H.*, 1976. Geochemistry and petrogenesis of the Newer Basalts of Victoria and South Australia. *J. Geol. Soc. Aust.*, 23: 45—66.
110. *Jahns R. H. and Burnham C. W.*, 1969. Experimental studies of pegmatite genesis. I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Econ. Geol.*, 64: 843—864.
111. *Jakes P. and White A. J. R.*, 1971. Composition of island arcs and continental growth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12: 224—230.
112. *Jakes P. and White A. J. R.*, 1972. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 83: 29—40.
113. *Jakobsson S. P.*, 1972. Chemistry and distribution pattern of Recent basaltic rocks in Iceland. *Lithos*, 5: 365—386.
114. *James D. E., Brooks C. and Cuyubamba A.*, 1976. Andean Cenozoic volcanism: Magma genesis in the Light of strontium and trace—element geochemistry. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 87: 592—600.
115. *Jamieson B. G. and Clarke D. B.*, 1970. Potassium and associated elements in tholeiitic basalts. *J. Petrol.*, 11: 183—204.
116. *Janse A. J. A.*, 1971. Monticellite bearing porphyritic peridotite from Gross Brukkaros, South West Africa. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 74: 45—55.
117. *Johnson R. W., Mackenzie D. E. and Smith I. E. M.*, 1978. Volcanic rock associations at convergent plate boundaries: reappraisal of the concept using case histories from Papua New Guinea. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 89: 96—106.
118. *Joplin G. A.*, 1968. The shoshonite association; a review. *J. Geol. Soc. Aust.*, 15: 275—294.
119. *Karig D. E.*, 1971. Origin and development of marginal basins in the western Pacific. *J. Geophys. Res.*, 76: 2542—2561.
120. *Kay R. W. and Gast P. W.*, 1973. The rare earth content and origin of alkali—rich basalts. *J. Geol.*, 81: 653—682.
121. *Kay R. W., Hubbard N. J. and Gast P. W.*, 1970. Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. *J. Geophys. Res.*, 75: 1585—1613.
122. *King B. C. and Chapman G. R.*, 1972. Volcanism of the Kenya rift valley. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 271: 185—208.
123. *Kistner R. W. and Peterman Z. E.*, 1973. Variations in Sr, Rb, K, Na, and initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ in Mesozoic granitic rocks and intruded wall rocks in central California. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84: 3489—3512.
124. *Krishnamurthy P. and Cox K. G.*, 1977. Picrite basalts and related lavas from the Deccan Traps of western India. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62: 53—75.
125. *Kuno H.*, 1966. Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.*, 29: 195—222.

126. *Lanphere M. A., Cameron K. L. and Cameron M.*, 1980. Sr isotopic geochemistry of voluminous rhyolitic ignimbrites and related rocks, Batopilas area, western Mexico. *Nature (London)*, 286: 594—597.
127. *Leeman W. P. and Vitaliano C. J.*, 1976. Petrology of McKinney basalt, Snake River Plain, Idaho. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 87: 1777—1792.
128. *Lewis J. F.*, 1968a. Trace elements, variation in alkalis, and the ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in selected rocks from the Taupo volcanic zone. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 11: 608—629.
129. *Lowder G. G. and Carmichael I. S. E.*, 1970. The volcanoes and caldera of talasea, New Britain: geology and petrology. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 8: 17—38.
130. *Lowell J. D. and Guilbert J. M.*, 1970. Lateral and vertical alteration—mineralisation zoning in porphyry ore deposits. *Econ. Geol.*, 65: 373—408.
131. *Macdonald G. A. and Katsura T.*, 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, 5: 82—133.
132. *Mathews W. H., Thorarinsson S. and Church N. B.*, 1964. Gravitational settling of olivine in pillows of an Icelandic basalt. *Am. J. Sci.*, 262: 1036—1040.
133. *McBirney A. R.*, 1974. Factors governing the intensity of explosive andesitic eruptions. *Bull. Volcanol.*, 37: 443—453.
134. *McBirney A. R. and Noyes R. M.*, 1979. Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion. *J. Petrol.*, 20: 487—554.
135. *McCall G. J. H. and Peers R.*, 1970. Geology of the Binneringie Dyke, Western Australia. *Geol. Rundsch.*, 60: 1174—1263.
136. *McDougall I.*, 1962. Differentiation of the Tasmanian dolerites: Red Hill dolerite—granophyre association. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 73: 279—316.
137. *McDougall I.*, 1976. Geochemistry and origin of the Columbia River Group, Oregon and Washington. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 87: 777—792.
138. *McKenzie C. B. and Clarke D. B.*, 1975. Petrology of the South Mountain Batholith, Nova Scotia. *Can. J. Earth Sci.*, 12: 1209—1218.
139. *Moberly R.*, 1972. Origin of lithosphere behind island arcs, with reference to the western Pacific. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 132: 35—55.
140. *Moorbath S. and Bell J. D.*, 1965. Strontium isotope abundance studies and rubidium—strontium age determinations on Tertiary igneous rocks from the Isle of Skye, north—west Scotland. *J. Petrol.*, 6, 37—66.
141. *Moorbath S., Sigurdsson H. and Goodwin R.*, 1968. K-Ar ages of the oldest exposed rocks in Iceland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 4: 197—205.
142. *Moorbath S., O'Nions R. K., Pankhurst R. J., Gale N. H. and McGregor V. R.*, 1972. Further rubidium—strontium age determinations on the very early Precambrian rocks of the Godthaab district, west Greenland. *Nature (London)*, *Phys. Sci.*, 240: 78—82.
143. *Moor J. G.*, 1967. Base surge in recent volcanic eruptions. *Bull. Volcanol.*, 30: 337—363.
144. *Moor J. M.*, 1977. Orogenic volcanism in the Proterozoic of Canada. *Spec. Pap. Geol. Assoc. Can.*, 16: 127—148.
145. *Morgan W. J.*, 1972. Plate motions and deep mantle convection. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 132: 7—22.
146. *Muehlberger W. R., Denison R. E. and Lidiak E. G.*, 1967. Basement rocks in continental interior of United States. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 51: 2351—2380.
147. *Murray C. G.*, 1972. Zoned ultramafic complexes of the Alaskan type: feeder pipes of andesitic volcanoes. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 132: 313—335.
148. *Mysen B. O.*, 1978. Experimental determination of nickel partition coefficients between liquid, pargasite, and garnet peridotite minerals and concentration limits of behaviour according to Henry's Law at high pressure and temperature. *Am. J. Sci.*, 278: 217—243.
149. *Mysen B. O. and Boettcher A. L.*, 1975. Melting of a hydrous mantle. I. Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities of water, carbon dioxide, and hydrogen. *J. Petrol.*, 16: 520—548.
150. *Naldrett A. J. and Mason G. D.*, 1968. Contrasting Archean ultramafic igneous bodies in Dundonald and Clergue Townships, Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, 5: 111—143.

151. *Needham H. D., Choukroune P., Cheminee J. L., Le Pichon X., Franchetau J. and Tapponier P.*, 1976. The accreting plate boundary: Ardoukoba Rift (northeast Africa), and the oceanic rift valley. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28: 439—453.
152. *Nisbet E. G. and Pearce J. A.*, 1977. Cinopiroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63: 149—160.
153. *Norton D. and Knight J.*, 1977. Transport phenomena in hydrothermal systems: cooling plutons. *Am. J. Sci.*, 277: 937—981.
154. *O'Hara M. J.*, 1975. Is there an Icelandic mantle plume? *Nature (London)*, 253: 708—710.
155. *O'Hara M. J.*, 1977. Geochemical evolution during fractional crystallization of a periodically refilled magma chamber. *Natura (London)*, 266: 503—507.
156. *Oliver R. L.*, 1961. The Borrowdale volcanic and associated rocks of the Scafell area, English Lake District. *Q. J. Geol. Soc. London*, 117: 377—417.
157. *Oxburgh E. R. and Turcotte D. L.*, 1968. Mid-ocean ridges and geotherm distribution during mantle convection. *J. Geophys. Res.*, 73: 2643—2661.
158. *Pankhurst R. J.*, 1977. Open system crystal fractionation and incompatible element variation in basalts. *Nature (London)*, 268: 36—38.
159. *Park C. F.*, 1961. A magnetite „flow“ in northern Chile. *Econ. Geol.*, 56: 431—441.
160. *Pearce J. A. and Gann J. R.*, 1971. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr, and Y. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12: 339—349.
161. *Pearce J. A. and Cann J. R.*, 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 290—300.
162. *Pearce J. A. and Flower M. F. J.*, 1977. The relative importance of petrogenetic variables in magma genesis at accreting plate margins: a preliminary investigation. *J. Geol. Soc. London*, 134: 103—127.
163. *Peterman Z. E. and Hedge C. E.*, 1971. Related strontium isotopic and chemical variations in oceanic basalts. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82: 493—500.
164. *Philpotts A. R.*, 1967. Origin of certain iron—titanium oxide and apatite rocks. *Econ. Geol.*, 62: 303—315.
165. *Philpotts A. R.*, 1976. Silicate liquid immiscibility: its probable element and petrogenetic significance. *Am. J. Sci.*, 276: 1147—1177.
166. *Philpotts A. R.*, 1977. Archean variolites—quenched immiscible liquids:—Discussion. *Can. J. Earth Sci.*, 14: 139—144.
167. *Pitcher W. S.*, 1978. The anatomy of a batholith. *J. Geol. Soc. London*, 135: 157—182.
168. *Poldervaart A.*, 1964. Chemical definition of alkali basalts and tholeiites. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 75: 229—232.
169. *Powell J. L. and Bell K.*, 1970. Strontium isotopic studies of alkalik rocks: localities from Australia, Spain, and the western United States. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 27: 1—10.
170. *Presnall D. C.*, 1969. The geometrical analysis of partial fusion. *Am. J. Sci.*, 267: 1178—1194.
171. *Presnall D. C. and Bateman P. C.*, 1973. Fusion relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ and generation of granatic magmas in the Sierra Nevada batholith. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84: 3181—3202.
172. *Prinz M.*, 1967. Geochemistry of basaltic rocks: trace elements. In: H. H. Hess and A. Poldervaart (Editors), *Basalts*, Wiley, New York, N. Y., pp. 271—323.
173. *Puchop G.*, 1976. Models of filter differentiation. *Lithos*, 9: 203—209.
174. *Puchelt H. and Emmermann R.*, 1977. REE characteristics of ocean floor basalts from the MAR 37° N (Leg 37 DSDP). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62: 43—52.
175. *Pyke D. R., Naldrett A. J. and Eckstrand O. R.*, 1973. Archean ultramafic flows in Munro Township, Ontario. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84: 955—978.
176. *Rankin A. N. and Le Bas M. J.*, 1974. Liquid immiscibility between silicate and carbonate melts in naturally occurring ijolite magma. *Nature (London)*, 250: 206—209.

177. Reid A. M., Donaldson C. H., Dawson J. B., Brown R. W. and Ridley W. I., 1975. The Igmsi Hills extrusive „kimberlites“. *Phys. Chem. Earth*, 9: 199—218.
178. Rhodes R. C., 1975. New evidence for impact origin of the Bushveld Complex, South Africa. *Geology*, 3: 549—554.
179. Richter F. M., 1973. Convection and the large—scale circulation of the mantle. *J. Geophys. Res.*, 78: 8735—8745.
180. Didley W. I., 1970. The petrology of the Las Canadas volcanoes, Tenerife, Canary Islands. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 26: 124—160.
181. Roedder E., 1978. Silicate liquid immiscibility in magmas and in the system $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$: an example of serendipity. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 1597—1617.
182. Roedder E. and Weiblen P. W., 1970. Silicate liquid immiscibility in lunar magmas, evidenced by melt inclusions in lunar rocks. *Science*, 167: 641—644.
183. Roeder P. L. and Emslie R. F., 1970. Olivine—liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 29: 275—289.
184. Rogers N. W., 1977. Granulite xenoliths from Lesotho kimberlites and the lower continental crust. *Nature (London)*, 270: 681—684.
185. Roobol M. J., 1976. Post—eruptive mechanical sorting of pyroclastic material—an example from Jamaica. *Geol. Mag.*, 113: 429—440.
186. Schilling J.-G., 1973a. Afar mantle plume: rare earth evidence. *Nature (London)*, 242: 2—5.
187. Schilling J.-G., 1973b. Iceland mantle plume: geochemical study of Reykjanes Ridge. *Nature (London)*, 242: 565—571.
188. Schilling J.-G. and Noe-Nygaard A., 1974. Faeroe—Iceland plume: rare—earth evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24: 1—14.
189. Schwarzer R. R. and Rogers J. J. W., 1974. A worldwide comparison of alkali olivine basalts and their differentiation trends. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 23: 286—296.
190. Scott R. B. and Hajash A., 1976. Initial submarine alteration of basaltic pillow lavas: a microprobe study. *Am. J. Sci.*, 276: 480—501.
191. Searle E. J., 1964. Volcanic risk in the Auckland metropolitan district. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 7: 94—100.
192. Self S. and Gunn B. M., 1976. Petrology, volume and age relations of alkaline and saturated peralkaline volcanics from Terceira, Azores. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 54: 293—313.
193. Sigurdsson H., 1977. Generation of Icelandic rhyolites by melting of plagiogranites in the oceanic layer. *Natura (London)*, 269: 25—27.
194. Sigvaldason G. E., Steinthorsson S., Oskarsson N. and Imsland P., 1974. Compositional variation in recent Icelandic tholeiites and the Kverkjöll hot spot. *Nature (London)*, 251: 579—582.
195. Silitoe R. H., 1974. Tectonic segmentation of the Andes: implications for magmatism and metallogeny. *Nature (London)*, 250: 542—545.
196. Simons F. S., 1963. Composite dike of andesite and rhyolite an Klondyke, Arizona. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 74: 1049—1056.
197. Smith F. G., 1972. High—potassium intrusives from southeastern Papua. *Contrib. Miner. Petrol.*, 34: 167—176.
198. Smith P. J., 1978. Age of Midway revised. *Nature (London)*, 272, 12.
199. Smith R. E. and Smith S. E., 1976. Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 32: 114—120.
200. Sparks R. S. J., Pinkerton H. and Macdonald R., 1977a. The transport of xenoliths in magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35: 234—238.
201. Strong D. E., 1972. The petrology of the lavas of Grande Comore. *J. Petrol.*, 13: 181—217.
202. Strong D. F. and Harris A., 1974. The petrology of Mesozoic alkaline intrusives of central Newfoundland. *Can. J. Earth Sci.*, 11: 1208—1219.
203. Strong D. F. and Malpas J. G., 1975. The sheeted dike layer of the Betts Cove Ophiolite Complex does not represent spreading: further discussion. *Can. J. Earth Sci.*, 12: 894—896.

204. *Tatsumoto M., Knight R. J. and Allégre C. J.*, 1973. Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead—207 to lead 206. *Science*, 180: 1279—1283.
205. *Taylor S. R. and Gorton M. P.*, 1977. Geochemical application of spark source mass spectrography, III, Element sensitiviti, precision and accuracy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41: 1375—1380.
206. *Tazieff H., Varet J., Barberi F. and Giglia G.*, 1972. Tectonic significance of the Afar (or Danakil) Depression. *Nature (London)*, 235: 144—147.
207. *Thompson R. N., Esson J. and Dunham A. C.*, 1972. Major element chemical variation in Eocene lavas of the isle of Skye, Scotland. *J. Petrol.*, 13: 219—253.
208. *Thorarinsson S.*, 1968. Some problems of volcanism in Iceland. *Geol. Rundsch.*, 57: 1—20.
209. *Upton B. G. J.*, 1974. The alkaline province of southwest Greenland. In: H. Sorensen (Editor), *The Alkaline Rocks*. Wiley, London, pp. 221—238.
210. *Vallance T. G.*, 1974. Spilitic degradation of a tholeiitic basalt. *J. Petrol.*, 15: 79—96.
211. *Veevers J. J. and Gotterill D.*, 1976. Western margin of Australia: a Mesozoic analog of the East African rift system. *Geology*, 4: 713—717.
212. *Wager L. R. and Brown G. M.*, 1968. *Layered Igneous Rocks*. Oliver and Boyd, London, 588 pp.
213. *Walker G. P. L.*, 1965. Some aspects of Quaternary volcanism in Iceland. *Trans. Leicester Lit. Philos. Soc.*, 59: 25—40.
214. *Walker G. P. L.*, 1971. Viscosity control of the composition of ocean-floor volcanics. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 268: 727—729.
215. *Walker K. R.*, 1969. A mineralogical, petrological, and geochemical investigation of the Palisades Sill, New Jersey. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 115: 175—187.
216. *Waters A. C.*, 1961. Stratigraphic and lithologic variations in the Columbia River basalt. *A. J. Sci.*, 259: 583—611.
217. *Watkinson D. H. and Wyllie P. J.*, 1971. Experimental study of the composition join $\text{NaAlSiO}_4\text{—SaSO}_3\text{—H}_2\text{O}$ and the genesis of alkalic rock—carbonatite complexes. *J. Petrol.*, 12: 357—378.
218. *Weaver S. D., Seal J. S. C. and Gibson I. L.*, 1972. Traceelement data relevant to the origin of trachytic and pantelleritic lavas in the East African rift system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 36: 181—194.
219. *White W. M. and Bryan W. B.*, 1977. Sr—⁸⁷ Sr isotope, K, Pb, Cs, Sr, Ba and rare—earth geochemistry of basalts from the FAMOUS area. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 88: 571—576.
220. *White W. M., Schilling J.-G. and Hart S. R.*, 1976. Evidence for the Azores mantle plume from strontium isotope geochemistry of the central North Atlantic. *Nature (London)*, 263: 659—663.
221. *Whitney J. A.*, 1975. Vapor generation in a quartz monzonite magma: a synthetic model with application to porphyry copper deposits. *Econo Geol.*, 70: 346—358.
222. *Williams D. A. C.*, 1972. Archaean ultramafic, mafic and associated rocks, Mt. Monger, Western Australia. *J. Geol. Soc. Aust.* 19: 163—188.
223. *Williams D. L. and von Herzen R. P.*, 1974. Heat loss from the earth: new estimate. *Geology*, 2: 327—328.
224. *Williams L. A. J.*, 1972. The Kenya Rift volcanics: a note on volumes and chemical composition. *Tectonophysics*, 15: 83—96.
225. *Wilson I. H.*, 1978. Volcanism on a Proterozoic continental margin in northwestern Queensland. *Precambrian Res.*, 7: 205—235.
226. *Wilson J. T.*, 1973. Mantle plumes and plate motions. *Tectonophysics*, 19: 149—164.
227. *Winchester J. A. and Floud P. A.*, 1976. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28: 459—469.
228. *Wood B. J.*, 1974. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 46: 1—15.

229. Wood D. A., Gibson I. L. and Thompson R. N., 1976. Elemental mobility during zeolite facies metamorphism of the Tertiary basalts of eastern Iceland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 55: 241—254.

230. Wright J. B., 1969a. A simple alkalinity ratio and its application to question of non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.*, 106: 370—384.

231. Wright J. B., 1969b. Olivine nodules and related inclusions in trachyte from the Jos Plateau, Nigeria. *Mineral. Mag.*, 37: 370—374.

232. Wright J. V. and Walker G. P. L., 1977. The ignimbrite source problem: significance of a co-ignimbrite lag-fall deposit. *Geology*, 5: 729—732.

233. Wright T. L., 1971. Chemistry of Kilauea and Mauna Loa lava in space and time. *Prof. Pap.*, U. S. Geol. Surv., 735; 40 pp.

234. Wright T. L., Grolier M. J. and Swanson D. A., 1973. Chemical variation related to the stratigraphy of the Columbia River basalt. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84: 371—386.

235. Wyllie P. J. and Huang W. L., 1976. Carbonation and melting reactions in the system CaO—MgO—SiO₂—CO₂ at mantle pressures with geophysical and petrological applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 54: 79—107.

236. Wynne-Edwards H. R., 1976. Proterozoic ensialic orogenesis: the millipede model of ductile plate tectonics. *Am. J. Sci.*, 276: 927—953.

237. Yoder H. S. and Tilley C. E., 1962. Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.*, 3: 342—532.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ ПЕРЕВОДЧИКА	5
ПРЕДИСЛОВИЕ	7
СОКРАЩЕНИЯ И СИМВОЛЫ, УПОТРЕБЛЯЮЩИЕСЯ В ТЕКСТЕ	9
ГЛАВА 1. ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД	11
1.1. Введение	11
1.2. Процессы дифференциации в жидкой магме	14
1.2.1. Процессы дифференциации и газовый перенос в жидкой магме	14
1.2.2. Ликвация	16
1.3. Гибридизация	20
1.4. Ассимиляция	23
1.4.1. Принципы	23
1.4.2. Пределы ассимиляции для основных магм в верхних горизонтах земной коры	24
1.4.3. Ассимиляционные явления в гранитных породах	27
1.5. Автометасоматоз	33
1.6. Кристаллическое фракционирование	36
1.6.1. Дифференциация в движущемся потоке магмы	37
1.6.2. Кристаллизация застывания	38
1.6.3. Гравитационное фракционирование кристаллов	43
1.6.4. Фильтр-дифференциация	63
1.6.5. Автоинтрузия	64
1.6.6. Фракционирование в процессе извержения типа «палящих туч»	65
ГЛАВА 2. СЕРИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД	65
2.1. Исторический обзор	65
2.2. Определение терминов	68
2.3. Толиты и щелочные базальты	70
2.4. Термодинамические основы классификации, опирающиеся на активность кремния	72
2.5. Основа классификации серий магматических пород	74
2.6. Полезные параметры, индексы и вариационные диаграммы	76
2.7. Трудности, возникающие при моделировании процессов фракционирования	83
ГЛАВА 3. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ОКЕАНОВ	85
3.1. Океаническая кора	85
3.2. Базальты срединно-океанических хребтов	86
3.3. Толиты океанических островов	94
3.4. Серия щелочных базальтов и базанитов	108
3.5. Высокощелочные породы океанических островов	121
ГЛАВА 4. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ КОНТИНЕНТОВ	125
4.1. Введение	125
4.2. Кимберлиты и родственные им породы	126
4.3. Карбонатиты	131
4.4. Серия пород, богатых натрием	134
4.4.1. Лампроиты Западной Австралии	134
4.4.2. Высокощелочные породы западной части Восточно-Африканской рифтовой долины	138
4.4.3. Другие примеры пород, сильно обогащенных натрием	140

4.5. Щелочные серии магматических пород Кенийского свода	141
4.6. Магматизм Афро-Аравийского купола, связанный с раздвижением плит	148
4.7. Континентальные платобазальты преимущественно толеитового состава	157
4.7.1. Базальты р. Колумбия	157
4.7.2. Лавы полуострова Кивино	159
4.7.3. Вулканический цикл Карру	159
4.7.4. Траппы плоскогорья Декан	162
4.7.5. Диабазы о. Тасмания и Феррара	163
4.7.6. Базальты берега Блосвилля (Восточная Гренландия)	165
4.8. Магматические породы в анорогенном континентальном комплексе	167
4.8.1. Регион Осло	168
4.8.2. Молодые граниты севера Нигерии	171
4.8.3. Плутоническая серия Уайт-Маунтинс, шт. Нью-Гэмпшир	173
4.8.4. Палеоген-неогеновая вулканическая провинция Внутренних Гебридских островов	177
4.8.5. Провинция Гардар	179
4.9. Выводы	180

ГЛАВА 5. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ОБЛАСТЕЙ, РАСПОЛОЖЕННЫХ НАД СЕЙСМИЧЕСКИМИ ЗОНАМИ БЕНЬОФА

5.1. Введение	181
5.2. Вариации молодых вулканических пород	183
5.2.1. Островодужные толеитовые серии дуги Скоша	183
5.2.2. Острова Фиджи — результат магматической активности зрелой островной дуги, дающей породы островодужной толеитовой, известково-щелочной и шошонитовой серий	187
5.2.3. Сравнение петрографических и химических особенностей пород островодужной толеитовой, известково-щелочной и шошонитовой серий	188
5.2.4. Полярность в областях магматической деятельности ОПСЗ	192
5.2.5. Обзор терминологии магматических серий ОПСЗ	194
5.2.6. Задуговый спрединг	199
5.2.7. Северный остров Новой Зеландии	201
5.2.8. Провинция Бассейнов и Хребтов	211
5.2.9. Латеральные вариации в составе родоначальных магм ОПСЗ, включая щелочные базальты, на примере пород Малых Антильских островов	214
5.2.10. Вулканизм Центральных Анд: грандиозные андезитовые и риолитовые извержения без основных пород	218
5.3. Плутонические породы, очевидно, сформировавшиеся во время эруптивной деятельности в ОПСЗ	219
5.3.1. Низкокалийевый островодужный плутонический комплекс Танзава	220
5.3.2. Ультраосновные породы типа трубок Аляски	220
5.3.3. Прибрежный батолит Перу	223
5.3.4. Медно-порфиновые руды	225
5.3.5. Другие способы внедрения батолитов	228

ГЛАВА 6. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ДОКЕМБРИЯ

6.1. Введение	229
6.2. Внесемные магматические породы	229
6.2.1. Метеориты	229
6.2.2. Луна	231
6.3. Астроблемы и связанная с ними магматическая деятельность на Земле	234
6.4. Архейские магматические породы	237
6.4.1. Введение	237

6.4.2. Древнейшие коровые породы	238
6.4.3. Зеленокаменные пояса	241
6.5. Магматическая деятельность в протерозое	250
6.5.1. Введение	250
6.5.2. Ранние базитовые интрузивы	253
6.5.3. Протерозойские «орогенные» пояса	254
6.5.4. Зоны расщепления, ассоциирующие с основными и ультраосновными породами	255
6.5.5. Анортозиты	255
6.5.6. Специфические кислые магматические породы, граниты рапакиви	258
6.5.7. Грандиозные мафические извержения, возможно, создавшие протерозойскую океаническую кору	259
6.5.8. Протерозойские пояса с возможным характером граничных плитовых структур и связанные с ними породы	259
ГЛАВА 7. ПЕТРОГЕНЕЗИС МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД	261
7.1. Введение	261
7.2. Состав верхней мантии	262
7.3. Экспериментальные исследования	266
7.3.1. Исходный материал для экспериментов при высоких давлениях	266
7.3.2. Результаты ранних экспериментальных работ	267
7.4. Система мантия—магма	269
7.4.1. Температурный режим в мантии	269
7.4.2. Частичное плавление в мантии	271
7.4.3. Подъем магмы вверх	272
7.5. Рассеянные элементы в основных породах	275
7.6. Статус родоначальной магмы в петрогенетических работах	279
7.7. Выводы	279
7.7.1. Толиты и щелочные базальты	279
7.7.2. Коматииты и высокомагнезиальные базальты	281
7.7.3. Базаниты, нефелиниты и мелиллиты	282
7.7.4. Кимберлиты	283
7.7.5. Андезиты и ассоциирующие породы	283
7.7.6. Гранитные породы	289
ГЛАВА 8. ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД	291
8.1. Введение	291
8.2. Сплит и кератофир	293
8.3. Метасоматоз при вторичных изменениях вулканических пород	295
8.4. Определение магматического происхождения вторично-измененных вулканических пород	297
8.4.1. Применение общепринятых критериев к аналитическим данным	298
8.4.2. Петрография	299
8.4.3. Плутонические эквиваленты экструзивных пород	299
8.4.4. Неподвижные рассеянные элементы	300
8.4.5. Реликтовые фенокристаллы авгита	306
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	308

5176

5p.20k.

REDRA