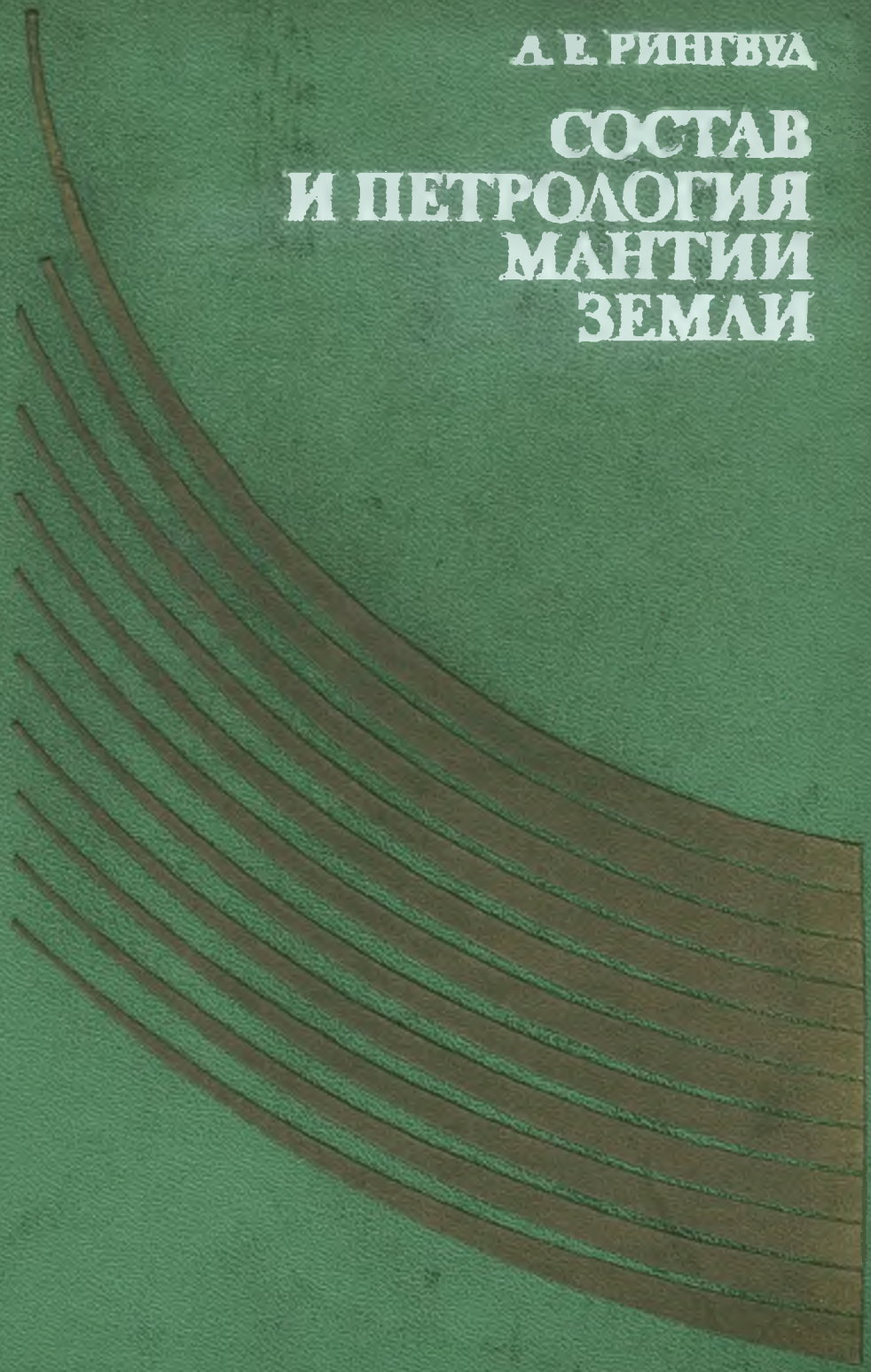


Д. Е. РИНГВУД

СОСТАВ
И ПЕТРОЛОГИЯ
МАНТИИ
ЗЕМЛИ





A.E. RINGWOOD, FAA, FRS

Professor of Geochemistry
Research School of Earth Sciences
The Australian National University

COMPOSITION AND PETROLOGY OF THE EARTH'S MANTLE

**McGRAW-HILL
BOOK COMPANY**
New York
St. Louis
San Francisco
Auckland
Düsseldorf
Johannesburg
Kuala Lumpur
London
Mexico
Montreal
New Delhi
Panama
Paris
São Paulo
Singapore
Sydney
Tokyo
Toronto

А. Е. РИНГВУД

СОСТАВ И ПЕТРОЛОГИЯ МАНТИИ ЗЕМЛИ

3625

Перевод
с английского
Г. И. Денисовой,
М. Е. Меркуловой,
Г. Н. Соколовой

Под редакцией
М. А. Богомолова,
Т. И. Фроловой



Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. Пер. с англ. М., Недра, 1981. 584 с. — Пер. изд.: США, 1975.

В книге обобщены материалы опытов, выполненных при высоких давлениях и температурах. Опыты проводились на протяжении многих лет. Кроме детальных интерпретаций состава и строения глубинных частей Земли, изложена оригинальная космогоническая гипотеза, рассмотрены методики эксперимента, подробно трактуются вопросы происхождения главных типов магм, их эволюция в орогенных поясах и островных дугах, в частности с точки зрения тектоники плит.

Книга представляет интерес для геологов и геофизиков широкого профиля, а также для преподавателей и студентов старших курсов геологических вузов и факультетов.

Табл. 71, ил. 160, список лит. — 1622 назв.

*Посвящается моей жене Ган и детям
Кристине и Питеру за то, что они не
сожалели о днях отдыха, потерянных
во время подготовки этой книги*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Цель этой книги вначале была двойкой: во-первых, она предполагала обзор некоторых относительно молодых отраслей экспериментальной петрологии и, во-вторых,— обсуждение полученных этими отраслями результатов о составе и строении мантии.

В последние 20 лет появилась обширная литература по экспериментальной петрологии, носящая в основном узко специальный характер. В силу этого многие разработки стали недоступны для студентов и ученых, занимающихся смежными областями наук о Земле. Возникла необходимость создания обзора — синтеза некоторых работ, который следовало бы довести до широкого круга исследователей в области наук о Земле. Предлагаемая книга отражает такую попытку.

Вследствие больших масштабов темы и обилия новых данных сколько-нибудь полный или даже представительный охват экспериментальной петрологии, по-видимому, исключается. Главными темами, выбранными мной для освещения, стали те, с которыми я наиболее хорошо знаком в силу того, что они охватывают научно-исследовательские проекты, осуществлявшиеся моими коллегами и мной в Австралийском национальном университете. В книге отображены также экспериментальные работы других лабораторий по данной тематике. Когда кто-то один пытается оценить результаты других, сравнивая их со своими собственными, очень трудно быть объективным, особенно если есть различия. В этих случаях я давал свои предпочтительные интерпретации и пытался подтвердить их соответствующими данными и доказательствами.

Модели состава и строения мантии основаны на экспериментах, кроме того, я пытался ввести как можно больше доказательств из петрологии, минералогии, геохимии, космохимии и геофизики на вполне доступном, как я надеюсь, уровне. Задача состояла в том, чтобы суммировать соответствующие доказательства, дополняющие экспериментальную петрологию и несущие информацию о петрологическом и химическом составе главных подразделений мантии. Мне кажется, что мы приближаемся к построению внутренне согласованной модели химической и физической природы мантии. Настоящая работа представляет собой попытку документально подтвердить этот тезис.

Хотя основной акцент делался на данных о составе и строении мантии, невозможно было обойти и вопрос развития ее во времени. Химическая и петрологическая эволюция мантии с точки зрения тектоники плит рассматривается в гл. 8, а роль фазовых превращений при перемещениях в мантии и движениях плит — в гл. 15. Учитывая наличие нескольких блестящих сводок и обилие литературы, не было необходимости детально характеризовать революцию, обрушившуюся на науки о Земле в виде новой глобальной тектоники.

В процессе работы над книгой материал как-то не слагался в единое целое, поэтому возникло решение разделить книгу на две части, хотя первоначально такого намерения не было. Часть первая представляет собой относительно самостоятельную сводку о составе и петрологии системы кора — верхняя мантия, которая сопровождается обсуждением петрогенеза двух основных классов магм, извергавшихся из недр Земли, — базальтовых и андезитовых (орогенных). В этой части наряду с многочисленными результатами наблюдений из области петрологии природных пород приведены данные экспериментального изучения фазовых равновесий при высоких давлениях и температурах для систем природных пород, в частности базальтового и перидотитового состава. Большая часть этой работы выполнена совместно с Д. Х. Грином и меньшая — с Т. Х. Грином и Никольсом. Кроме того, мне очень повезло в том отношении, что с самого начала я стал причастен к экспериментам, проводимым этими учеными индивидуально и совместно с другими исследователями. В этой связи я должен выразить признательность своим коллегам, особенно Д. Грину за дискуссии, длившиеся на протяжении нескольких лет; они оказали большое влияние на мои взгляды по многим вопросам; я должен признать тот факт, что без сотрудничества результаты экспериментальных работ, рассмотренные в части первой, никогда бы не увидели света. Часть первая — это в общем обзор результатов экспериментальных работ, выполненных группой активно взаимодействующих исследователей в лаборатории Канберры.

Часть вторая, посвященная нижней мантии, отличается от части первой как методическим подходом, так и содержанием. Многие данные, полученные в результате непосредственного изучения петрологии и геохимии пород верхней мантии, при рассмотрении природы нижней мантии не пригодны. Более того, петрогенез магм, играющий столь важную роль в изучении состава и эволюции верхней мантии, по-видимому, непосредственно не влияет на наше понимание состава и эволюции нижней мантии.

Если в части первой значительный объем сведений об экспериментальных исследованиях заимствован из петрологии, минералогии, то в части второй больший упор делается на геофизику, геохимию и кристаллографию. Химический состав нижней мантии определяется валовым составом верхней мантии, а также данными геофизики, геохимии и космохимии. Особое внимание при рассмотрении нижней мантии уделено фазовым превращениям в условиях высоких давлений и их влиянию на изменение с глубиной физичес-

ких свойств. С этой целью приведен детальный обзор экспериментальных данных о фазовых превращениях в условиях высоких давлений в соответствующих силикатных и модельных системах.

Глава о происхождении Земли была добавлена после завершения работы над книгой. Она представляет собой попытку использовать выводы, сделанные в предыдущих главах о составе и строении мантии, как граничные условия для теорий о происхождении Земли. Многие современные теории в этой области базируются главным образом на данных, полученных при изучении метеоритов. Я давно убедился в том, что многие из основных доказательств природы происхождения Земли можно получить только в процессе непосредственного изучения планеты. Эта точка зрения подробно развита в гл. 16.

Следует объяснить некоторые особенности книги. В ней большое количество ссылок на первоисточники. Чтобы сократить повторения и свести до минимума разрывы в слитности текста, большая часть ссылок помещена в сноски. Списки литературы даны в конце каждой главы, а не в общем списке в конце книги. Хотя это повлекло за собой повторения, однако главы стали более цельными и самостоятельными. По той же причине три диаграммы появляются дважды в разных главах. Авторский указатель в книге отсутствует, поскольку я не убежден, что труды по его составлению компенсируются пользой, приносимой им рядовому читателю. Сочетание перечня ссылок в конце глав со сносками позволяет без особых усилий определять вклад того или иного автора.

Кроме того, читатель, обозревая сразу не только соответствующие ссылки, но и их хронологический порядок, получит представление об истории развития идей о мантии Земли.

И, наконец, я хочу выразить самую искреннюю признательность коллегам, которые прочли и прокомментировали материал, изложенный в книге, в частности Д. Х. Грину, Р. С. Либерману, И. Никольсу и В. Оверсби (Научно-исследовательская школа наук о Земле Австралийского гос. ун-та) и Т. Х. Грину (Школа наук о Земле Ун-та Маккуори).

А. Е. Рингвуд

ВВЕДЕНИЕ

0-1. НЕКОТОРЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ

В последние 25 лет мы стали свидетелями крупных достижений в науках о твердой Земле. Некоторые из них, например гипотеза о спрединге морского дна и тектонике плит, произвели огромный эффект. Он объясняется новизной гипотез и их способностью дать единый работающий механизм для объяснения многочисленных геофизических и геологических наблюдений. Прогресс коснулся и таких областей геологических знаний, как представления о внутреннем строении Земли, хотя здесь его воздействие не было таким наглядным. Лишь при чтении сводок и книг на эту тему, написанных более 25 лет назад, полностью осознаешь масштабы и значение современного прогресса в данной области. Последний часто является не результатом появления новых фундаментальных концепций, а возможностью выбора из множества конкурирующих гипотез. Так, например, гипотеза о том, что земное ядро сложено главным образом металлическим железом, имеет давнее происхождение. Тем не менее лишь сравнительно недавно стало возможным возвести ее в статус научной теории и свести до небольшой или даже ничтожной вероятности конкурирующие гипотезы о том, что ядро планеты состоит из находящегося под высоким давлением оливина в металлическом состоянии¹ или из первичного солнечного материала².

Точно так же много лет назад было высказано предположение о важной роли фазовых превращений в мантии. Однако в начале 50-х годов оно уже считалось спорным, и было предложено несколько альтернативных гипотез, не требующих представлений о фазовых изменениях для объяснения физических свойств мантии. И лишь только в последние 10 лет все сомнения относительно возможности фазовых превращений в мантии были отброшены.

Большая часть публикаций о твердой Земле, изданных 25 лет назад, принадлежала геологам и сейсмологам³. Между этими дисциплинами существовало лишь ограниченное взаимодействие. Геологи занимались преимущественно вопросами происхождения и развития земной коры и отказывались, за некоторыми исключениями⁴, серьезно задумываться над строением и эволюцией мантии. Широкое распространение таких неспецифичных терминов, как *сима* и *ультрасима*, для верхней мантии отражает состояние обзора их мышления. Знания о Земле ниже коры черпались главным образом из сейсмологии. Изменения скоростей прохождения

¹ Ramsey [1948, 1949].

² Kuhn, Rittman [1941].

³ Наиболее важными исключениями являются статьи по геохимии Гольдшмидта и исследования гравитационного поля Земли Венинг-Мейнеса.

⁴ Например, Дейли, Холмс.

продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн с глубиной послужили основанием для суждений о внутреннем строении Земли. Эти скорости, выведенные Джеффрисом¹ и Гутенбергом, наряду с ограничениями, наложенными средней плотностью Земли и моментом инерции, позволили Буллену² установить распределение плотностей, давлений и другие свойства в зависимости от глубины.

Данные об упругих свойствах мантии дали возможность Джеффрису, Буллену, Гутенбергу и Бёрчу³ построить рабочие гипотезы относительно свойств и природы материалов внутренних частей Земли. Эти ученые обратили особое внимание на гипотетический характер и неопределенность многих выводов, сделанных на основании фундаментальных сейсмических исследований. Ссылка на Бёрча здесь весьма представительна⁴. Заслуживают внимания рассуждения Гутенберга о неопределенности геофизических данных и выводов. Осторожная оценка этим и другими учеными результатов геофизических методов была вполне разумной и правомочной для того периода, когда невозможно было проверить гипотезы о внутреннем строении Земли экспериментами, в лабораторных условиях. Современные достижения наук о Земле дают нам право оптимистичнее оценивать будущие перспективы, чем это делали авторы цитируемых работ.

Наш оптимизм основан на двух достижениях науки. Первое — это применение экспериментальных методов исследований в условиях высоких давлений и температур для изучения свойств и полей устойчивости тех пород и минералов, которые, возможно, находятся в глубинах Земли, и использование методов физической химии для установления генезиса магмы в этой области. Теперь в лаборатории можно статически воспроизвести P - T -условия, существующие в мантии на глубинах до 800 км. В ближайшем будущем эту глубину, по-видимому, можно будет значительно увеличить. Применение кристаллохимии, особенно изучение модельных систем германатов в рамках экспериментального диапазона давлений, дало обширную информацию о возможной устойчивости и поведении соответствующих силикатов для всего диапазона давлений в мантии. Сжимаемость минералов теперь можно выяснить при статических давлениях, равных давлениям на глубинах около 800 км, в то время как точные определения V_p и V_s волн в минералах как

¹ Jeffreys [1939], Gutenberg [1951, 1958, 1959].

² Bullen [1936, 1940].

³ Jeffreys [1939, 1959]; Bullen [1940, 1947]; Gutenberg [1951, 1959]; Birch [1952].

⁴ Неопытных читателей следует предупредить, что обычный язык видоизменяется до формы экспрессии, когда его применяют по отношению к внутреннему строению Земли, например:

Экспрессивная форма:
несомненный
несомненно
положительное доказательство
неопровержимый аргумент
чистое железо

Обычное значение:
сомнительный
возможно
неясное предположение
тривиальное возражение
неопределенная смесь всех элементов

функций давлений и температур при умеренных давлениях обеспечивают данными, необходимыми для составления уравнений состояния применительно ко всему диапазону давлений в мантии. Методы статических высоких давлений дополняются динамическими методами (например, методом ударной волны), которые в течение нескольких долей секунды позволяют создавать давления, превышающие давления в центре Земли (около 3,7 мбар). Этот интервал достаточен для определения главных переменных уравнения состояния и других важных свойств, таких, например, как электропроводность. Эти методы, пока еще находящиеся на стадии становления, уже обеспечили проверку многих гипотез, ранее базировавшихся на сейсмических данных. Сейчас мы близки к моменту, когда исследования в условиях высоких давлений рождают гипотезы, которые могут быть проверены только с помощью еще более тонких сейсмических методов. Взаимодействие между геологией и сейсмологией, уже и сейчас тесное, с годами значительно усилится и позволит построить внутренне согласованные модели Земли, способные объяснить обилие различных наблюдений.

Второе достижение — это широкий междисциплинарный характер наук о Земле. В последние 25 лет наблюдалось значительное увеличение числа специалистов различных областей знания, которые посвятили свой профессиональный опыт проблемам наук о Земле, что привело к бурному развитию морской геологии и геофизики, геохимии и космохимии, изотопной геохимии, экспериментальной петрологии, а также многих отраслей геофизики. Эти области знаний дают и будут давать решения для некоторых фундаментальных проблем наук о Земле. Многие новые направления возникли из комплексных программ, в выполнении которых участвовали специалисты различных специальностей — налицо важная роль конечного скрещивания идей.

В пределах каждой дисциплины прогресс, однако, все более тормозился неоднозначностью объяснений, которые можно было бы признать удовлетворительными для данного комплекса наблюдений. Это было установлено много лет назад, в частности, при интерпретации наблюдений за силой тяжести. Такие интерпретации имеют ограниченную ценность, если они не скоординированы с сейсмическими исследованиями. Точно так же редко бывает однозначной моделью Земли, построенные на основании данных об инверсии поверхностных волн или свободных колебаниях. Часто согласовать их удается с помощью ряда моделей, которые отличаются друг от друга только в вероятностях, в силу чего одной из них отдают предпочтение перед другими. Чтобы ограничить выбор, сейсмолог должен изучить результаты, полученные другими отраслями науки, например путем приложения уравнений состояния предполагаемых материалов мантии или используя ограничения петрологического характера. Геохимии и петрологии находятя точно в таком же положении и обязаны быть готовыми к тому, чтобы приступить к оценке ограничений, налагаемых другими науками, если они хотят предложить гипотезу, претендующую на ка-

кое-то обобщение. Поэтому будущий прогресс в науках о Земле, по-видимому, все больше будет зависеть от степени коммуникабельности специалистов отдельных областей науки и их способности интерпретировать результаты, полученные в смежных дисциплинах. Только путем проведения междисциплинарных исследований можно создать модели внутреннего строения Земли, характеризующиеся наивысшей степенью внутренней согласованности, и соответственно наивысшей вероятностью того, чтобы оказаться верными.

Междисциплинарный подход к решению проблем наук о Земле является идеалом, окруженным некоторыми практическими трудностями. Колоссальные объемы литературы, публикуемой в последние годы, не позволяют специалисту одной какой-то области науки детально знакомиться с важнейшими научно-исследовательскими разработками в смежных областях. Диапазон фундаментальных знаний и методов, используемых в науках о Земле, слишком обширен для того, чтобы овладение ими было под силу отдельным лицам. Поэтому когда специалист выходит за пределы изучаемой им дисциплины и пытается извлечь знания из других областей науки, увеличивается вероятность ошибок в изложении фактического материала и интерпретациях. Очень часто обнаруживается, что результаты, полученные в других областях науки, противоречат теориям, развиваемым его собственной наукой. В случаях, когда должен быть достигнут синтез, специалист обязан взвесить противоречивые данные и сделать выводы, которые отчасти непременно будут субъективными. В такой ситуации исследователь, осуществляющий синтез, почти всегда отдает предпочтение результатам, полученным в своей отрасли, а не противоречащим им, полученным в отраслях, с которыми он знаком меньше. Примеры тому можно найти в предлагаемой книге.

Указанные проблемы являются фундаментальными, и не похоже, что они будут сняты с повестки дня, несмотря на все более высокий образовательный уровень подготовки студентов, изучающих науки о Земле. И тем не менее междисциплинарный подход при всех присущих ему ограничениях остается существенной предпосылкой прогресса.

0-2. ДЕТАЛИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ

Сведения о внутреннем строении Земли базируются на изучении распределения скоростей сейсмических волн, определенных Джеффрисом, Гутенбергом¹ с последователями (рис. 0-1). Хотя с тех пор оно претерпело значительные изменения, однако основные положения остались неизменными. Профилями глубина — скорость Земля подразделяется на ряд регионов, впервые обозначенных

¹ Jeffreys [1939]; Gutenberg [1951, 1958, 1959].

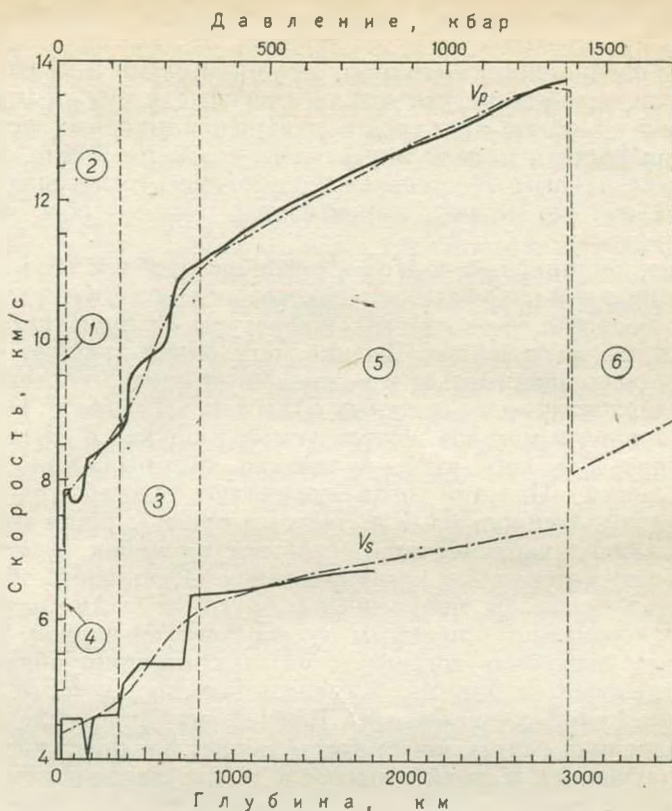


Рис. 0-1. Распределение скоростей сейсмических волн в мантии.

Сплошная линия — продольные волны, V_p , по Джонсону [1967, 1969], V_s — сплошная линия.

По Наттли [1969]; штрих-пунктир — то же, по Джефорису (1939).

1 — континентальная кора; 2 — верхняя мантия; 3 — переходный слой; 4 — раздел Мохоровичича под континентом; 5 — нижняя мантия; 6 — ядро

Булленом¹ как области *A, B, C, D, E, F* и *G*. Мы в своем изложении предпочитаем описательную терминологию (рис. 0-2).

Кора — это оболочка, простирающаяся от поверхности Земли до *раздела Мохоровичича*, который располагается, как правило, на глубине 30—50 км под континентами и приблизительно на глубине 10—12 км под океанами. Ниже коры до глубин около 400 км находится *верхняя мантия*. Этот интервал характеризуется региональными вариациями в распределении скоростей, повсеместным наличием зоны минимальных скоростей (в частности для поперечных волн) и, как правило, малыми градиентами скоростей везде, кроме границ зоны низких скоростей. *Переходный слой* (между глубинами 400 и 1000 км) имеет в общем большие градиенты ско-

¹ Bullen [1947].

ростей. Последние исследования¹ показали, что основное увеличение скоростей в этом диапазоне наблюдается в двух ограниченных интервалах глубин — примерно 400 и 650 км. Нижняя мантия (от глубины 1000 км до глубины 2900 км) характеризуется умеренным и относительно равномерным увеличением скоростей с глубиной, за исключением интервала глубин 2700—2900 км, где скорости немного уменьшаются. Иногда для удобства переходный слой и нижнюю мантию называют *глубокой мантией* (глубины от 400 до 2900 км). Граница ядра Земли располагается на глубине около 2900 км. Она совпадает с сейсмическим разделом первого порядка для продольных волн (V_p) и поглощением поперечных волн (V_s). Ядро делится на *внешнее* и *внутреннее*, как это показано на рис. 0-2. Размеры и массы оболочек даны в табл. 0-1.

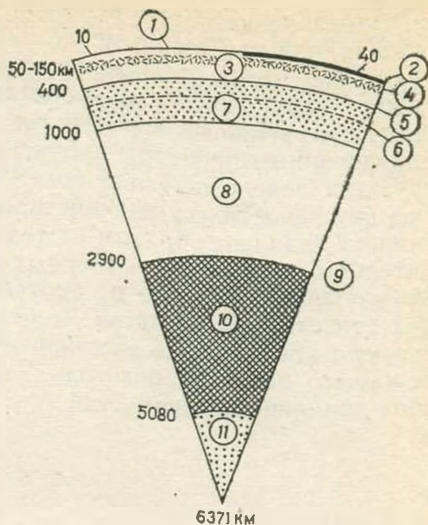


Рис. 0-2. Основные оболочки Земли. 1 — кора; 2 — раздел Мохоровичича; 3 — верхняя мантия; 4 — зона пониженных скоростей; 5 — 20-градусный раздел; 6 — раздел 650 км; 7 — переходный слой; 8 — нижняя мантия; 9 — раздел ядро — мантия; 10 — внешнее ядро; 11 — внутреннее ядро

Таблица 0-1

Размеры и массы внутренних оболочек Земли, по Буллену [1947] и Бёрчу [1952]

Оболочка	Глубина до границ, км	Относительный объем	Масса, 10^{25} г	Относительная общая масса	Относительная масса мантии
Кора *	0 — Мохоровичича	0,008	2,4	0,004	0,006
Верхняя мантия	Мохоровичича — 400	0,16	62	0,10	0,15
Переходный слой	400—1000	0,22	100	0,17	0,24
Нижняя мантия	1000—2900	0,44	245	0,41	0,6
Внешнее ядро	2900—5100	0,154	189	0,32	—
Внутреннее ядро	5100—6371	0,008			

* По Польдерваарту [1955].

¹ Niazi, Anderson [1965]; Johnson [1967].

Определение коры сейсмологическими параметрами является общепринятым. Тем не менее имеет место путаница, происходящая из-за того, что некоторые исследователи характеризуют кору более точно — реологическими свойствами. В соответствии с этим ее относят к внешней относительно жесткой оболочке, обладающей определенным пределом прочности при длительно действующей нагрузке и перекрывающей более слабую мобильную оболочку. Поскольку реологические свойства основных и ультраосновных пород зависят главным образом от температур, но сравнительно нечувствительны к изменениям твердых фаз и химического состава, раздел Мохоровичича обычно не соответствует зоне разрыва реологических свойств. Мы вслед за Дели¹ будем использовать термины *литосфера* для внешней жесткой оболочки и *астеносфера* для нижележащего более слабого слоя, который, как считается, идентичен зоне пониженных скоростей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Birch F. (1939). The variation of seismic velocities within a simplified earth model in accordance with the theory of finite strain. *Bull. Seis. Soc. Am.* 29, 463—479.

Birch F. (1952). Elasticity and the constitution of the earth's interior. *J. Geophys. Res.* 57, 227—286.

Bullen K. E. (1936). The variation of density and the ellipticities of strata of equal density inside the earth. *Mon. Not. Roy. Astron. Soc., Geophys. Supp.* 3, 395—400.

Bullen K. E. (1940). The problem of the earth's density variation. *Bull. Seis. Soc. Am.* 30, 235—250.

Bullen K. E. (1947). „An Introduction to the Theory of Seismology“. Cambridge, New York, 276 pp.

Daly R. A. (1940). „Strength and Structure of the Earth.“ Prentice—Hall, Englewood Cliffs, N. J. 434 pp.

Gutenberg B. (1951). PDDP. p'p' and the earth's core. *Trans. Am. Geophys. Union* 32, 373—390.

Gutenberg B. (1958). Velocity of seismic waves in the earth's mantle. *Trans. Am. Geophys. Union* 39, 486—489.

Gutenberg B. (1959a). „Physics of the Earth's Interior.“ [International Geophysics Series, vol. 1, J. V. Miegheem (ed.)] Academic, New York, 240 pp.

Gutenberg B. (1959b). The asthenosphere low—velocity layer. *Ann. Geofis. Rome* 12, 439—460.

Jeffreys H. (1939). The times of P, S, and SKS and the velocities of P, and S. *Mon. Not. Roy. Astron. Soc., Geophys. Supp.* 4, 498—533.

Jeffreys H. (1959). „The Earth“, 4th ed. Cambridge, New York. 420 pp.

Johnson L. R. (1967). Array measurements of P velocities in the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 72, 6309—6325.

Johnson L. R. (1969). Array measurements of P velocities in the lower mantle. *Bull. Seism. Soc. Am.* 59, 973—1008.

Kuhn W. and A. Rittman (1941). Über den Zustand des Erdinnern und seine Entstehung aus einem homogenen Urzustand. *Geol. Rundschau* 32, 215—256.

¹ Daly [1940].

Niazi M. and D. L. Anderson (1965). Upper mantle structure of western North America from apparent velocities of P waves. *J. Geophys. Res.* 70, 4633—4640.

Nuttli O. W. (1969). Travel times and amplitudes of S waves from nuclear explosions in Nevada. *Bull. Seism. Soc. Am.* 59, 385—398.

Poldervaart A. (1955). Chemistry of the earth's crust. In: A. Poldervaart (ed.), „Crust of the Earth“, pp. 119—144. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 62.

Ramsey W. H. (1948). On the constitution of the terrestrial planets. *Mon. Not. Roy. Astron. Soc.* 108, 406—413.

Ramsey W. H. (1949). On the nature of the earth's core. *Mon. Not. Roy. Astron. Soc., Geophys. Supp.* 5, 409—426.

Часть первая
КОРА
И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ

Глава 1

**ПОЛЯ УСТОЙЧИВОСТИ МИНЕРАЛОВ
В НЕКОТОРЫХ ОСНОВНЫХ ПОРОДАХ КОРЫ**

1-1. ВВЕДЕНИЕ

Сведения о строении коры заимствованы главным образом из геологии и петрологии, а также из сейсмологии и гравиметрии. Сочетание результатов, полученных в этих отраслях науки, позволило подойти к пониманию природы континентальной коры до глубины 15—20 км. В то же время наше понимание природы нижней части континентальной коры менее определено. В последние годы, в дополнение к традиционным источникам информации, исследования в области экспериментальной петрологии наложили еще большие ограничения на диапазон составов, допускаемых для этой оболочки Земли.

В настоящем разделе мы предлагаем обзор данных о субсолидных *P-T*-полях устойчивости минеральных ассоциаций, которые представлены составы пород, преобладающие в глубоких горизонтах коры. Исследования в этой области имеют огромное значение для определения не только природы нижней коры, но и раздела Мохоровичича, возможной роли габбро-эклогитового превращения в тектонических процессах, а также для получения количественных характеристик метаморфических фаций. Здесь мы сконцентрировали внимание в основном на сложных составах природных горных пород, представляющих интерес для решения крупных геологических и геофизических проблем, а не на упрощенных системах, содержащих мало компонентов. Последние широко освещены в литературе. Хотя они и содержат точные данные для интерпретации ряда сложных систем, обеспечивая близкую аппроксимацию к поведению некоторых природных систем, но есть и такие важные системы (в частности, базальты), которые целесообразнее изучать прямыми методами. В целях экономии места мы ограничиваемся полями устойчивости безводных пород, для которых соответствующие экспериментальные данные появились лишь относительно недавно. Имеется обширная литература по естественной и экспериментальной петрологии систем водных метаморфических пород, в том числе несколько отличных работ¹.

¹ Turner [1968], Winkler [1965].

3625

Начнем с экспериментальных исследований базальтовых пород. Первые работы в этой области выполнены Бойдом и Инглендом [1959], а также Йодером и Тилли [1962]. Бойд и Ингленд добились больших успехов в преобразовании природного базальта в эклогит в экспериментальных условиях, в то время как Йодер и Тилли продемонстрировали, что для ряда базальтовых составов эклогитовая минеральная ассоциация становится стабильной при давлении приблизительно 20 кбар (1200°С), а ассоциация габбро — при давлении около 10 кбар. Однако было проведено лишь небольшое число экспериментов, и никто не пытался детально изучить фазовые соотношения перехода габбро — эклогит и природу переходных минеральных ассоциаций.

Первые систематические экспериментальные исследования¹ в данной области проведены Рингвудом и Грином [1964, 1966] и Грином и Рингвудом [1967]. Вскоре последовали работы Коена и др. [1967], а также Ито и Кеннеди [1968, 1970]. Сначала имелись некоторые расхождения в результатах, полученных двумя лабораториями, что вызвало затруднения в приложении их к решению важных геофизических и петрологических проблем. Богатый фактическим материалом и хорошо построенный обзор Уилли [1971] отражает беспорядочное состояние изученности этого вопроса в то время. К счастью, причины расхождений результатов исследований теперь выяснены² и появилась возможность дать их согласованный синтез.

Поскольку данная тема является в известной мере дискуссионной и вследствие ее значимости для решения многих петрологических и геофизических проблем, экспериментальные данные, полученные в двух лабораториях, рассматриваются раздельно.

1-2. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПЕРЕХОДА ГАББРО — ЭКЛОГИТ

Данные Канберрской лаборатории. Чтобы пролить свет на природу габбро-эклогитового преобразования в базальтовых³ и родственных⁴ системах, было проведено свыше 300 экспериментов в условиях высоких давлений и температур. Основной упор в них делался на получение детальных данных о петрологических равновесиях. Это достигалось посредством сетки опытов в широком интервале базальтовых составов, что помогало выяснить влияние

¹ О результатах этих исследований сообщалось в 1966 г. в книге *Petrology of the Upper Mantle, Publication 444, Department of Geophysics and Geochemistry; Australian National University, p. 252.*

² Ito, Kennedy [1971]; T. Green, Ringwood [1972]; Kennedy, Ito [1972].

³ Ringwood, T. Green [1964, 1966]; T. Green, Ringwood [1967, 1972]; T. Green [1967]; Ringwood, Essene [1970].

⁴ T. Green, Lamber [1965]; T. Green, Ringwood [1968]; T. Green [1970].

изменений валового химического состава на фазовые равновесия¹. В табл. 1-1 приведены исследовавшиеся составы базальтов (результаты по небазальтовым составам рассматриваются в разделе 1-5).

На рис. 1-1 в упрощенной форме отображены основные фазовые ассоциации, наблюдаемые в типичных базальтах в зависимости от давления при температуре 1100° С. Несмотря на то что давления, необходимые для появления и исчезновения фаз, в отдельных видах базальтов варьируют, в последовательности фазовых ассоциаций всех этих пород имеется важное качественное сходство. Для каждого вида базальтов существуют три основных поля устойчивости минералов, близко соответствующих ассоциациям минералов, наблюдаемым в природе. Ассоциация низких давлений — это ассоциация габбро или пироксенового гранулита. Она характеризуется присутствием пироксена и плагиоклаза ± оливин ± шпинель (в соответствии с определенным валовым химическим составом); гранат в ней отсутствует.

В каждом базальтовом составе с увеличением давления достигается точка, где в минеральной ассоциации появляется гранат. При последующем увеличении давления соответственно уменьшается доля плагиоклаза. Таким образом, мы имеем поле сосуществоющих граната, пироксена и плагиоклаза, которое можно назвать *полем гранатового гранулита*. Пироксены в поле гранатового гранулита богаты Al_2O_3 в форме Mg- и Ca-молекул Чермака². При последующем повышении давлений эти компоненты выделяются и кристаллизуются в виде граната; соответственно, отношение гранат: пироксен возрастает. Плагиоклаз становится более натровым по мере того, как количество его уменьшается. При самых высоких давлениях натровый плагиоклаз распадается с образованием жадента, который входит в твердый раствор, формируя омфацитовый пироксен. В зависимости от насыщения породы кремнеземом может появиться свободный кварц. Дальнейшее увеличение отношения гранат: пироксен происходит тогда, когда содержание компонента Чермака в пироксене понижается. Эти превращения знаменуют собой начало эклогитовой минеральной ассоциации, характеризующейся сосуществованием пирропа и омфацитового пироксена ± кварц.

Таким образом, мы видим, что во всех изученных базальтовых составах переход от габбро или пироксенового гранулита к эклогиту осуществляется через промежуточную минеральную ассоциа-

¹ Границы основных реакций минералов — появление граната и исчезновение плагиоклаза — были успешно реверсированы при температуре 1100° С. Изменения в степени окисления навески и потеря железа в платиновом контейнере во время опытов исследовались путем проведения многочисленных химических анализов на FeO и Fe_2O_3 . Потеря железа из нормального базальта составляла в среднем 1,4% FeO , что не может оказывать значительного влияния на поля устойчивости минералов породы. Точно также было установлено, что изменения в степени окисления во время опытов являются незначительными.

² Именно молекулы пироксенового типа $MgAl(AlSi)_6$ и $CaAl(AlSi)_6$ используются для выражения твердого раствора глинозема в пироксенах.

Химические составы и нормы CIPW базальтовых составов, изученных
Т. Грином и Рингвудом [1967, 2—6], Т. Грином [1967, 1], Рингвудом
и Эссене [1970, 10]

Компоненты	Высокоглиноземистый толеит (1)	Кварцевый толеит (2)	Слабощелочной кварцевый толеит (3)	Щелочной оливиновый базальт (4)	Окисленный щелочной оливиновый базальт (5)	Слабощелочной оливиновый толеит (6)	Базальт Аполло-11 (10)
SiO ₂	49,9	52,2	49,9	45,4	45,4	46,2	41,6
TiO ₂	1,3	1,9	2,1	2,5	2,5	0,1	10,3
Al ₂ O ₃	17,0	14,6	13,9	14,7	14,7	14,5	10,6
Fe ₂ O ₃	1,5	2,5	2,8	1,9	9,8	0,5	—
FeO	7,6	8,6	9,7	12,4	4,2	11,8	17,2
MnO	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3
MgO	8,2	7,4	8,5	10,4	10,4	12,5	8,0
CaO	11,4	9,4	10,8	9,1	9,1	13,0	10,6
Na ₂ O	2,8	2,7	1,8	2,6	2,6	0,8	0,5
K ₂ O	0,2	0,7	0,1	0,8	0,8	—	0,2
P ₂ O ₅	—	0,2	0,2	—	—	—	0,1
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,2	0,6
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	99,7	100,0	100,0
100·Mg	68	61	61	60	82	66	45
Mg ⁺ +2Fe	—	2,5	2,8	—	—	—	—
Нормы	—	2,5	2,8	—	—	—	—
Qz	—	2,5	2,8	—	—	—	—
Or	1,0	4,8	0,5	4,5	4,5	—	1,3
Ab	23,5	22,1	15,4	18,0	22,0	6,8	4,7
Ne	—	—	—	2,2	—	—	—
An	33,4	25,5	29,3	26,2	26,2	35,9	28,3
Di	18,9	17,1	19,6	15,7	15,0	23,5	25,7
Hu	9,4	20,6	23,7	—	6,8	9,6	21,9
Ol	9,3	—	—	25,8	8,4	23,0	17,0
Plm	2,5	3,6	4,2	4,8	4,8	0,2	9,7
Mt	2,2	3,6	4,2	2,9	6,7	(рутил) 0,7	—
Ap	—	0,4	0,5	—	—	—	—
Гематит	—	—	—	—	5,2	—	—
Хром	—	—	—	—	—	0,3	1,0
Нормативный плагиоклаз	Ап ₃₉	Ап ₅₂	Ап ₆₄	Ап ₅₈	Ап ₅₄	Ап ₈₃	Ап ₈₂

цию, характеризующуюся сосуществованием граната, пироксена(нов) и плагиоклаза. Поле ее устойчивости 2—12,5 кбар при температуре 1100°С; она идентична природной субфации гранат-клинопироксеновых гранулитов, выделяемой в некоторых регионах, сложенных метаморфическими породами¹. Из рис. 1-1 видно, что

¹ De Waard [1965]; T. Green, Ringwood [1967].

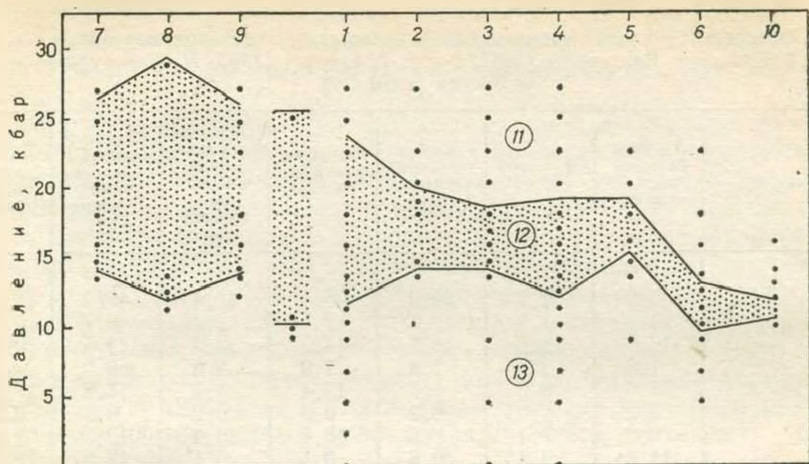


Рис. 1-1. Диаграмма влияния химического состава на давления, наблюдаемого для появления граната (нижняя граница) и исчезновения плагиоклаза (верхняя граница) для некоторых составов базальтовых и небазальтовых пород

1 — высокоглиноземистый базальт; 2 — кварцевый толеит; 3 — слабощелочной кварцевый толеит; 4 — щелочной оливиновый базальт; 5 — окисленный щелочной оливиновый базальт; 6 — слабощелочной оливиновый толеит; 7 — риодацит; 8 — габбро-анортозит; 9 — андезит; 10 — Аполло-11; 11 — эклогит (гранат+пироксен±кварц); 12 — гранатовый гранулит (гранат+пироксен(ы)+плагиоклаз); 13 — габбро или пироксеновый гранулит (плагиоклаз+пироксен±оливин±шпинель)

Составы 1-6 и 12 — заимствованы из табл. 1-1; 7, 8, 9 — по А. Рингвуду и Т. Грину [1966] и Т. Грину и А. Рингвуду [1972]

довольно умеренные изменения химического состава вызывают большие изменения давлений и протяженности поля перехода габбро — эклогит. Так, давления, при которых впервые появляется гранат, варьируют от 9,6 до 15,2 кбар (при T 1100°С), тогда как давления, требующиеся для полного исчезновения плагиоклаза, находятся в диапазоне 12,0—23,3 кбар. Такие значительные изменения параметров перехода объяснимы химическим и минералогическим равновесиями. Они имеют большое значение для геофизики и чреваты опасностью появления серьезных последствий в геофизических или петрологических выводах, сделанных на основании изучения состава какой-либо одной породы¹.

Для того чтобы использовать результаты экспериментов в петрологии и применить их к свойствам нижней части коры, нужно было провести экстраполяцию на низкие температуры, что требовало установления температурного градиента перехода. Рингвуд и Т. Грин [1966] определили давления перехода габбро — эклогит в кварцевых толеитах (см. табл. 1-1, 2, 3) в интервале температур 1000—1250°С (рис. 1-2). Плагиоклаз исчезал при градиенте 15 бар/°С. Оказалось, что эти градиенты заключают существенные экспериментальные ошибки², поэтому было предложено для экс-

¹ Например, Ito, Kennedy [1970].

² Ringwood, T. Green [1966].

траполяций в область более низких параметров использовать *среднее значение* двух градиентов, а также среднюю величину наклона линий, отображающих несколько простых минеральных равновесий перехода габбро — эклогит (табл. 1-2). С учетом этого экспериментальные интервалы перехода, определенные при температуре 1100° С, экстраполировались на более низкие температуры с использованием среднего градиента давления 21 бар/°С и градиента давления плагноклаза 24 бар/°С.

Экспериментальные данные лаборатории UCLA. О результатах изучения габбро-эклогитового превращения в высокоглиноземистом базальте с составом, напоминающим таковой океанического толента, сообщали Коэн, Ито и Кеннеди [1967]. Состав базальта и нормативные данные (обр. NM5) приведены на табл. 1-3. Он сходен с составом высокоглиноземистых базальтов (см. табл. 1-1). Большая часть экспериментов касалась равновесий твердой и жидкой фаз, и лишь немногие отражали, как установлено, субсолидусные условия¹. Был сделан вывод, что переходный интервал между ассоциациями габбро и эклогита составляет всего 3—4 кбар при температуре 1200° С (ср. с интервалом 12 кбар, установленным Канберрской лабораторией). При более тщательном изучении обр. NM5 Ито и Кеннеди [1970] пришли к выводу, что их прежние результаты неудачны (не было достигнуто равновесие), и интервал перехода гранат — гранулит был вновь установлен на основании реверсированных экспериментальных определенных фазовых границ в 10 кбар.

Ито и Кеннеди [1971] снова исследовали обр. NM5 и обнаружили, что почти все их ранние серии опытов по изучению перехода габбро — эклогит были выполнены выше солидуса. В области пе-

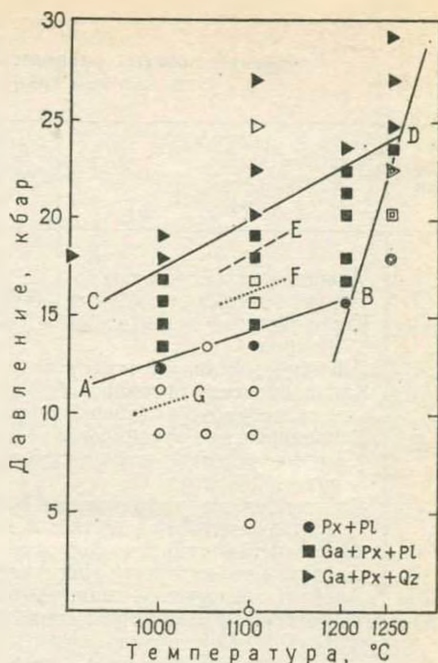


Рис. 1-2. Ассоциации минералов, наблюдаемые в кварцевых толентах (см. табл. 1-1, 2, 3) в диапазоне *P-T*-условий. Поле эклогита лежит выше CD, поле пироксенового гранулита — ниже AB. Площадь между AB и CD — поле устойчивости гранатового гранулита. BD — солидус. Px — пироксен; Pl — плагноклаз; Ga — гранат; Qz — кварц. Плагноклаз отсутствует на сторонах высокого давления линий CD и E (обр. 3). Линии, отмечающие появление граната: G — в сильно обогащенном железом кварцевом толенте, F — в магниальном кварцевом толенте. По Т. Грину и А. Рингвуду [1967]. Полые значки — серии экспериментов; двойные значки показывают присутствие обычного стекла

¹ Cohen, Ito, Kennedy [1967]; Ito, Kennedy [1968].

Градиенты простых равновесий, связанных с переходом
гранатовый гранулит — эклогит

№ п.п	Равновесие	бар, С*
1	Альбит = жадеит + кварц	20
2	Альбит + диопсид = омфацит (40% жадеита) + кварц	19
3	Глиноземистый эстатит (6% Al_2O_3) = энстатит (6% Al_2O_3) + пироп	34
4	Альбит + нефелин = 2 жадеита	18
5	Клинопироксен + ортопироксен + анортит + шпинель = гранат + клинопироксен (общий состав: 1 форстерит + 1 анортит)	16
6	Клинопироксен + ортопироксен + форстерит + шпинель = гранат + форстерит + клинопироксен (общий состав: 1 форстерит + 2 анортита)	25
7	Клинопироксен + ортопироксен + кварц = гранат + кварц + пироксен (общий состав: 2 энстатита + 1 анортит)	10? **
8	4 энстатита + шпинель = форстерит + пироп	17
9	Анортит + волластонит = гроссуляр + кварц	26
10	Анортит = гроссуляр + кианит + кварц	24
11	Пироксен Чермака = гроссуляр + корунд	64

Примечания. Реакции по: 1 — Birch, Le Comte [1960], Am. J. Sci., 258, 209; 2 — Kushiro [1965], Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 64, 112; 3 — Boyd, England [1964], Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 63, 157; 4 — Robertson, Birch, MacDonald [1957], Am. J. Sci., 255, 115; 5, 6 — Kushiro, Yoder [1965], Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 64, 89; 7 — Kushiro, Yoder [1964], Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 63, 108; 8 — MacGregor [1964], Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 63, 156; 9—11 — Hays [1967], Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 65, 234.

* Средний градиент для реакций 1—10 21 бар/°С. Цель включения экстремального градиента 11 — усиление представленных в тексте выводов.

** Этот градиент основан на очень ограниченных экспериментальных данных и имеет большую неопределенность.

Таблица 1-3

Химический состав и норма CIPW базальтов
(обр. NM5), изученных Коеном, Ито, Кеннеди
[1967] и Ито и Кеннеди [1970, 1971]

Компоненты	Образец	Норма	Компоненты	Образец	Норма
SiO ₂	49,9	Qz —	CaO	9,3	Hу 13,2
TiO ₂	1,3		Na ₂ O	2,9	OI 14,1
Al ₂ O ₃	16,8	Or 2,2	K ₂ O	0,4	Ilm 2,6
FeO	11,4	Ab 24,6	P ₂ O ₅	0,2	Ap 0,4
MnO	0,2	An 31,4			
MgO	7,6	Di 11,5	$\frac{100 \cdot Mg}{Mg + ^{+2}Fe}$	54	

реходного интервала основные опыты, результаты которых опубликованы ранее, проводились приблизительно на 70° С выше их вновь определенного солидуса. В результате этого первое появление граната значительно задерживалось, а плагиоклаз исчезал слишком рано, что объяснялось небольшой шириной перехода [Cohen et al., 1967]. Новый интервал перехода при температуре 1100° С был определен в 15 кбар, а солидус оказался на 150° С ниже прежнего (при P-30 кбар). Новый солидус фактически близко соответствует солидусу, полученному Рингвудом и Т. Грином [1966] для кварцевого толента (см. рис. 1-2), и солидусам, определенным Т. Грином и Рингвудом [1968] для нескольких природных систем гранат—пироксен—кварц.

Более поздние результаты Ито и Кеннеди [1971] при установлении положения перехода габбро—эклогит в обр. NM5, по видимому, более правильны (рис. 1-3). Большое значение имел успех этих ученых в реверсировании равновесия при температурах до 800° С, что дало более точный градиент (20 бар/° С для плагиоклазовой реакции), чем тот, который получился у Рингвуда и Т. Грина (24 бар/° С).

Лаборатория UCLA, кроме того, получила еще некоторые предварительные результаты по переходу габбро—эклогит для некоторых высокощелочных и богатых оливином пород¹ и составов², богатых Al_2O_3 ².

Дискуссия. Новейшие результаты Ито и Кеннеди для обр. NM5 сравниваются с результатами Канберрской лаборатории по ряду составов. Из рис. 1-1 видно, что переходный интервал для обр. NM5 в общем аналогичен (хотя и несколько шире) интервалу для высокоглиноземистого базальта Канберрской лаборатории. Это объяснимо с точки зрения участвующих в этом переходе минеральных равновесий³. Появление граната при несколько более низких давлениях — следствие более высокого содержания железа в оливине

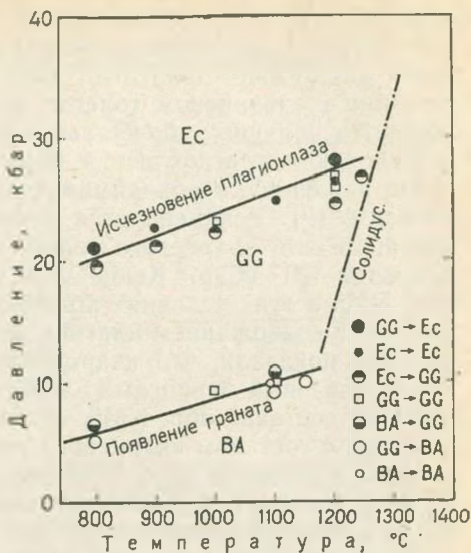


Рис. 1-3. Фазовые соотношения в базальтовом составе (обр. NM5) при различных давлениях и температуре.

BA — базальт (Срх+Pl+Ga+Орх); GG — гранатовый гранулит (Срх+Pl+Ga+Qtz); Ec — эклогит (Срх+Ga+Qtz); Ga — гранат; Срх — клинопироксен; Орх — ортопироксен; Pl — плагиоклаз; Ol — оливин; Qtz — кварц. По Ито и Кеннеди [1971]

¹ Ito, Kennedy [1968]; Godovikov, Kennedy [1969].

² Godovikov, Kennedy [1969], T. Green [1969].

³ Рассмотрено подробно Т. Грином, Рингвудом [1972].

обр. NM5. В этой породе гранат образуется в ходе реакции оливин + плагиоклаз, и, как и ожидалось, давление для данного равновесия аналогично давлению, наблюдаемому при соответствующей реакции в оливиновом толенте (6, рис. 1-1). Различия в составе являются причиной более высокого давления, требующегося для исчезновения плагиноклаза в обр. NM5; оно, по-видимому, аналогично давлению, необходимому для исчезновения плагиноклаза в андезите (9). Рекомендуется сравнить результаты по обр. NM5 с таковыми для кварцевого толента (2) при температуре 1100°С и давлении 20 кбар. Кеннеди и Ито [1971] обнаружили, что обр. NM5 в этих условиях кристаллизуется в «плагиноклазовый эклогит» с содержанием плагиноклаза 9,3%, тогда как Рингвуд и Т. Грин показали, что кварцевый толент кристаллизуется в бесплагиноклазовый кварцевый эклогит. Если 9,3% плагиноклаза вычесть из состава обр. NM5, остаточный состав становится очень сходным с составом кварцевого толента (2). Таким образом, *эклогитовый компонент* обр. NM5 при температуре 1100°С и давлении 20 кбар в сущности идентичен кварцевому эклогиту, образованному из кварцевого толента (2) при тех же *P-T*-условиях.

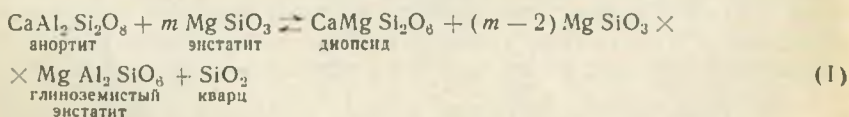
Нет сомнений в том, что последние результаты Кеннеди и Ито [1971] по обр. NM5 полностью согласуются с более ранними данными Канберрской лаборатории для широкого диапазона базальтовых составов. Наиболее важный результат последней работы по обр. NM5 подтверждает, что градиент 20 бар/°С лучше подходит в экстраполяции границы гранатовый гранулит — эклогит на низкие температуры, чем градиент 24 бар/°С, полученный Рингвудом и Д. Грином [1966]. Этот новый градиент, подтвержденный данными по простым системам, принят нами при последующем рассмотрении материала.

1-3. ПРИЛОЖЕНИЕ К ПЕТРОЛОГИИ

Минеральные равновесия, участвующие в переходе габбро — эклогит. Изменения в минералогии двух базальтовых составов при переходе габбро — эклогит показаны на рисунках 1-4 и 1-5. Теперь мы рассмотрим некоторые минеральные равновесия и причины значительных изменений переходных параметров как функций валового химического состава.

Основные реакции в поле пироксенового гранулита (см. рис. 1-1) можно представить посредством следующих упрощенных уравнений¹ (в этих уравнениях ⁺²Fe можно в разных степенях заменить на ⁺²Mg).

1. Пересыщенные составы (присутствует свободный кварц).



¹ Kushiro, Yoder [1966]; T. Green, Ringwood [1967].

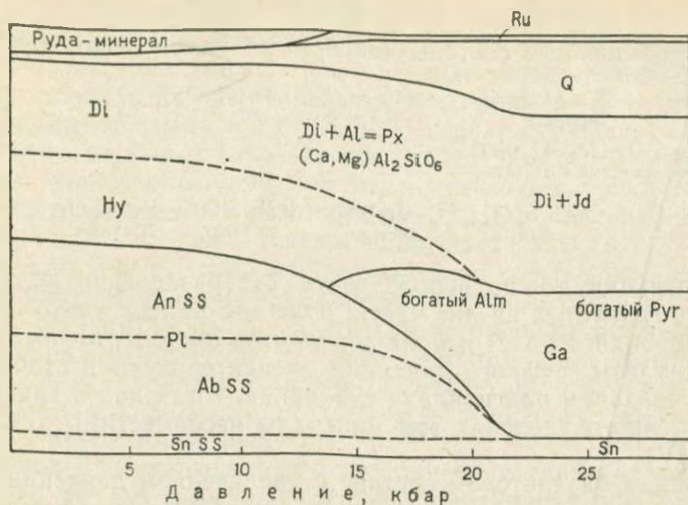


Рис. 1-4. Примерные соотношения фаз минералов кварцевого толента (см. табл. 1-1, 2) при давлении 0—30 кбар и температуре 1100°C.

По Т. Грину и А. Рингвуду [1967].

Ru — рутил; Q — кварц; Di — диопсид; Px — пироксен; Jd — жадеит; Hy — гиперстен; Alm — алмадин; Prg — пироп; An — анортит; Pl — плагиоклаз; Ga — гранат; Ab — альбит; Sn — саннидин; Nph — нефелин; Sp — шпинель; Omph — омфациит; SS — твердый раствор

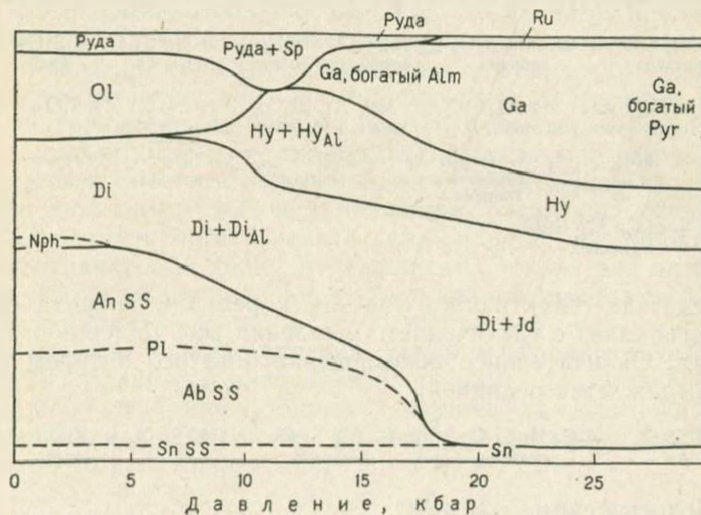
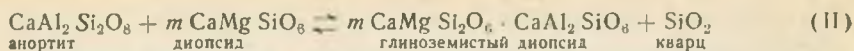


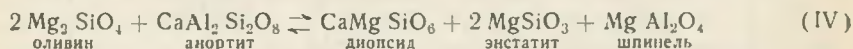
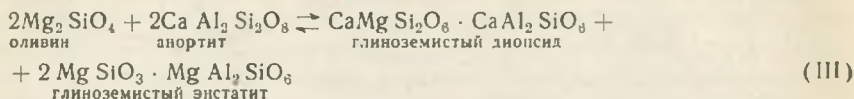
Рис. 1-5. Примерные соотношения минеральных фаз щелочного базальта (см. табл. 1-1, 4) при давлении 0—30 кбар и температуре 1100°C.

По Т. Грину и А. Рингвуду [1967].

Сокращения см. на рис. 1-4



2. Недосыщенные составы (свободный кварц отсутствует).



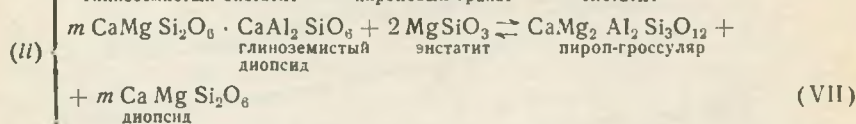
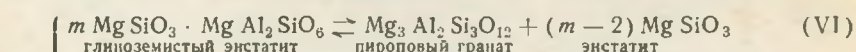
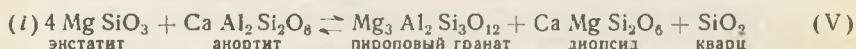
Эти реакции можно использовать для разделения поля пироксенового гранулита на две части: *поле гранулитов низкого давления* (габброидное поле) и *поле гранулитов промежуточного давления*. Гранулиты низкого давления характеризуются стабильным сосуществованием плагиоклаза и оливина, тогда как в гранулитах промежуточного давления эти минералы несовместимы (см. реакции III, IV).

В каждом базальтовом составе с увеличением давления достигается точка, в которой минеральная ассоциация приобретает гранат. При дальнейшем увеличении давления доля граната постоянно возрастает, в то время как доля плагиоклаза соответственно уменьшается. Таким образом, мы имеем поле сосуществования граната, пироксена и плагиоклаза.

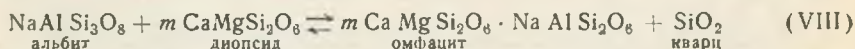
Основные реакции, идущие в поле гранатового гранулита:

1. Пересыщенные составы.

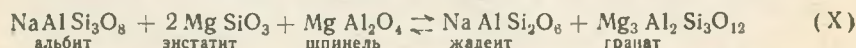
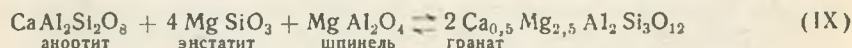
Гранат образуется в ходе реакций двух различных типов.



Вследствие селективного участия в реакции анорита остаточный плагиоклаз с увеличением давления все более обогащается альбитом. Окончательное исчезновение богатого натрием плагиоклаза выражается реакцией:



2. Недосыщенные составы:



Из рис. 1-1 видно, что гранат появляется при низких давлениях в недосыщенных оливиновых базальтах. Это вызвано частично реакцией шпинели и плагиоклаза (IX), а также тем, что реакция оливина с плагиноклазом при относительно низких давлениях приводит к образованию пироксенов (III), которые являются более высокоглиноземистыми в случае недосыщенных базальтов, чем в случае пересыщенных (при тех же *P-T*-условиях). С увеличением давления глиноземистые пироксены недосыщенных составов дают гранат (в соответствии с реакциями VI, VII) до того как эта реакция будет иметь значение в пересыщенных базальтах.

При дальнейшем повышении давления все породы достигают поля устойчивости эклогита, характеризуемого сосуществованием граната, омфациита ± кварц. В этом поле омфациит обладает высоким отношением жадента к молекуле Чермака¹, в то время как плагиноклаз в породах нормального базальтового состава отсутствует. (Однако он может присутствовать в породах небазальтового состава в эклогитовой фации)².

Рисунок 1-1 показывает, что довольно умеренные изменения химического состава вызывают большие изменения в положении границ полей. Причины этого легко объяснимы с точки зрения химического и минерального равновесий³ (I, X). Давления, необходимые для появления граната, меньше в недосыщенных породах⁴ (см. рис. 1-1, табл. 1-1, 1, 4, 6, 10), чем в пересыщенных (2, 3), в то время как давление, требующееся для окончательного исчезновения плагиноклаза, ниже в базальтовых составах, которые здесь беднее, чем обычно, натрием (3, 6, 10). Изменения в отношении FeO : MgO оказывают большое влияние на давления, необходимые для появления граната⁵, причем они тем меньше, чем выше отношение FeO : MgO породы. Изменения в степени окисления не влияют на давления, при которых исчезает плагиноклаз. Однако появление граната требует более высоких давлений в сильно окисленных породах (5).

По многим причинам, связанным с применением получаемых данных в геофизике, удобнее упрощенное трехчленное подразделение полей устойчивости базальта (см. рис. 1-1) на пироксеновый гранулит, гранатовый гранулит и эклогит. Однако для петрологии принято использовать деление, основанное на определенных минеральных реакциях:

1) гранулиты низких давлений, характеризующиеся устойчивой ассоциацией оливина и плагиноклаза;

2) гранулиты промежуточных давлений, для которых свойственна устойчивая ассоциация ортопироксен + плагиноклаз и несовместимость оливин + плагиноклаз;

¹ White [1964].

² D. Green, Lambert [1965].

³ Более подробно рассмотрено Д. Грином и Рингвудом [1967].

⁴ Степень насыщения базальта (10) зависит от того, как рассчитан титан — как рутил или как ильменит.

⁵ Более подробно дано Д. Грином и Рингвудом [1967].

3) гранулиты высоких давлений, характеризующиеся устойчивой ассоциацией гранат+клинопироксен+плагноклаз+кварц и несовместимостью гиперстена и плагноклаза. Это поле эквивалентно гранат-клинопироксен-гранулитовой субфации де Ваарда [1964];

4) эклогиты с ассоциацией гранат+омфацит±кварц в породах базальтового состава, причем омфацит имеет высокое отношение жадеита к молекулам Чермака.

Эти поля, судя по экспериментальным данным, характеризуются температурами 1000—1250° С. Минеральные ассоциации, наблюдаемые в данном температурном диапазоне, точно соответствуют минеральным ассоциациям природных гранулитов и эклогитов, формировавшихся, вероятно, при температурах 500—800° С. Подробный обзор результатов сравнения экспериментальных и природных ассоциаций дан де Ваардом [1965]. Точное соответствие экспериментальных и природных равновесий подтверждает правомочность экстраполяции первых на низкие температуры, производимых для понимания условий образования природных гранулитов и эклогитов.

Экстраполяция высокотемпературных границ перехода габбро — эклогит на низкие температуры. Средний градиент границы гранатовый гранулит — эклогит в обр. NM5, полученный Ито и Кеннеди [1971] в температурном интервале 800—1250° С, был определен в 20 бар/° С (см. рис. 1-3). Подтверждением возможности его использования послужили исследования простых систем, тесно связанных с равновесиями в сложных базальтовых системах. Например, разложение натрового плагноклаза с образованием жадеита+кварц (жадеит входит в твердый раствор пироксена) и глиноземистых пироксенов с возникновением граната и низкоглиноземистых пироксенов. Во многих случаях градиенты определялись в более широком диапазоне температур, чем для базальтовой системы, поэтому они, очевидно, более надежны. В табл. 1-2 даны градиенты других равновесий, тесно связанных с гранулит-эклогитовым превращением. Средний градиент для 10 равновесий также равен 21 бар/° С, т. е. почти идентичен градиенту, полученному для природной системы (см. рис. 1-3). Таким образом, градиент 20 бар/° С для экстраполирования границ гранатовый гранулит — эклогит в сложной системе на более низкие температуры серьезно обоснован. Градиенты границы габбро (пироксеновый гранулит) — гранатовый гранулит, определенные Рингвудом и Д. Грином [1966] в 15 бар/° С, а Ито и Кеннеди [1971] в 14 бар/° С, хорошо согласуются между собой.

Границы гранулитового поля в кварцевом толенте экстраполировались на низкие температуры и давления с использованием указанных градиентов (рис. 1-6). Из рисунка видно, что температура на границе гранатовый гранулит — эклогит при давлениях, соответствующих давлениям в основании нормальной континентальной коры, 600° С. Если температура в основании коры ниже 600° С, эклогит должен быть устойчивой минеральной ассоциацией для базальта этого состава по всей континентальной коре.

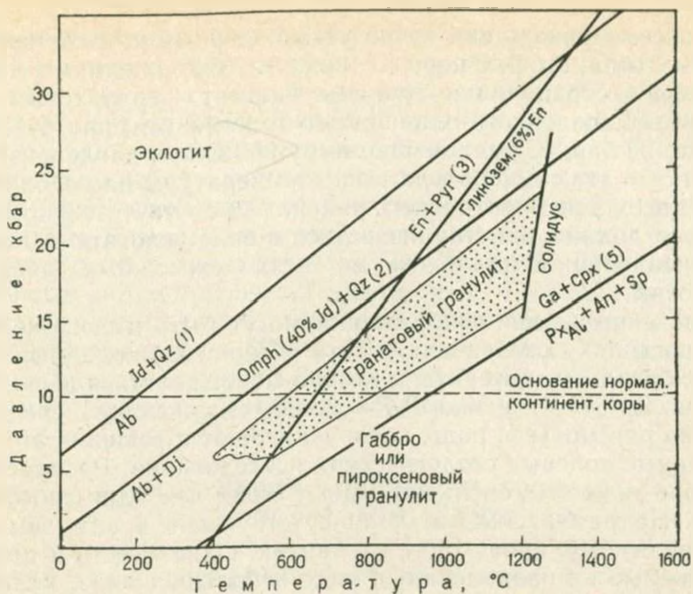


Рис. 1-6. Экстраполированные поля устойчивости эклогита, гранатового и пироксенового гранулита — габбро для состава кварцевого толента. Градиент границы эклогит — гранатовый гранулит составляет 20 бар/°C, а габбро — гранатовый гранулит — 15 бар/°C.

Сокращения см. на рис. 1-4

Распределение температур в коре зависит главным образом от теплового потока на поверхности и радиоактивности на глубине. Изучение многочисленных моделей (см. рис. 2-3) показало, что в стабильных континентальных областях с нормальной толщиной коры, характеризующейся средним тепловым потоком 0,8—1,2 мккал/см²·с, температура в основании обычно ниже 600°С (для большинства приемлемых гипотез о распределении радиоактивности). Это верно в особенности для докембрийских щитов, где средние тепловые потоки < 1,0 мккал/см²·с, а температура в основании коры может быть меньше 450°С. Такое распределение температур¹ в сочетании с рассмотренными выше экспериментальными результатами должно означать, что эклогит является устойчивой модификацией кварцевого толента на очень больших участках континентальной коры в безводных условиях. Опыты с другими базальтами в пяти случаях из семи (см. рис. 1-1) свидетельствуют о том, что для достижения поля устойчивости эклогита требуются *меньше* давления, чем в случае кварцевого толента. Тем самым подтверждается заключение о том, что эклогит является устойчивой минеральной ассоциацией для многих пород базальтового состава в большей части нормальной континентальной коры. Этот результат

¹ Birch [1955]; Clark [1961, 1962]; Clark, Ringwood [1964]; Hyndman, Lambert, Heier, Jaeger, Ringwood [1968]; Roy, Blackwell, Birch [1968].

можно рассматривать как точно установленный для случаев недосыщенных базальтовых пород с низкими содержаниями щелочей. Например, экстраполяция границы эклогит — гранатовый гранулит для слабощелочного оливнинового толента (см. рис. 1-1, б) при градиенте 20 бар/°С дает температуру 950°С при давлении 10 кбар. Считают, что эта температура выше температуры на глубине 35 км почти во всех континентальных районах, и соответственно этот состав пород должен кристаллизоваться в виде эклогита в безводной континентальной коре почти во всех возможных диапазонах *P-T*-условий.

Приведенные выше соображения могут быть несколько неожиданны, поскольку они означают, что обычно наблюдаемые в верхней коре базальты, долериты и габбро могут являться весьма метастабильными относительно *P-T*-условий окружающей среды.

Важно рассмотреть роль, которую играют в решении этой проблемы данные полевых геологических исследований. Распространенные в коре эклогиты, очевидно, имеют более чем один способ образования. Например, эклогиты, присутствующие в алмазных трубках, по-видимому, происходят из мантии. Однако есть и другие не менее важные их проявления: в виде небольших линз, включений, а иногда в виде согласных тел в регионально метаморфизованных породах амфиболитовой, зеленосланцевой и глаукофаносланцевой фаций. Многие петрологи¹ интерпретировали их как образования *in situ* в коре за счет метаморфизма базальтовых пород в условиях низких давлений водяных паров, а в некоторых случаях — как результат локальных сдвиговых напряжений. Эти представления полностью совпадают с экспериментальными данными.

«Выживаемость» габброидных минеральных ассоциаций в коре можно объяснить и кинетически. Мафические породы, внедряющиеся в кору первоначально в виде магм, завершают свою кристаллизацию при температуре выше 1000°С, образуя устойчивые ассоциации габбро или пироксенового гранулита. При охлаждении в обстановке нормальной коры эти породы должны проходить через поле устойчивости гранатового гранулита и часто через поле устойчивости эклогита. Будет или не будет данная мафическая порода претерпевать эти преобразования — зависит от кинетических факторов, в частности от таких как давление — температура — время и степень напряжения скалывания или деформации (см. раздел 2-1).

Из рис. 1-1 видно, что высокоглиноземистые базальты и обр. NM5 для исключения плагноклаза требуют существенно более высоких давлений, чем другие базальты. Это же относится и к составам с большим содержанием Al_2O_3 , таким как габбро-анортзит и андезит². В действительности строго петрологически данные составы достигают эклогитовой фации, т. е. характеризуются пара-

¹ Backlund [1936]; Kozłowski [1959]; Smulikowski [1960]; Bearth [1959]; Korzhinsky [1937]; Coleman, Lee Beatly, Brannock [1965]; Bryhni, D. Green, Heiez, Fyfe [1970]; D. Green, Mysen [1972].

² T. Green [1967, 1970]; Godovikov, Kennedy [1969].

генезисом граната, омфацита (с низким содержанием молекулы Чермака и кварца) при давлении около 20 кбар (при T 1100°С). При более высоких давлениях, предшествующих исчезновению плагиоклаза, эта минеральная ассоциация именуется *плагиоклазовым эклогитом*¹. Ассоциация минералов омфацит+гранат+полевой шпат (шпаты) ± кварц должна быть стабильной в безводных условиях в районах с нормальной континентальной корой, характеризующейся низкими значениями теплового потока.

Известно, что большие участки континентальной коры обладают тепловым потоком 1,5—2,0 мккал/см²·с. Геотермальные расчеты показывают, что температура на глубине 35 км здесь часто может намного превышать 600°С. В таких районах стабильной безводной ассоциацией минералов для большинства базальтовых составов будет являться гранатовый гранулит.

1-4. ИЗМЕНЕНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПРИ ЭКЛОГИТОВОМ ПЕРЕХОДЕ

Д. Грин и Рингвуд [1967] изучали изменения в минеральном составе базальтов при преобразовании их в эклогит. Для серии пространственно сближенных партий опытов количественные соотношения фаз устанавливались путем сравнения порошковых образцов и дифрактограмм со специально подготовленными стандартами (см. рис. 1-4, 1,5). Было обнаружено, что в четырех из пяти образцов базальтов по мере увеличения давления в поле гранатового гранулита доля граната неуклонно увеличивается, а плагиоклаза уменьшается. Исследователи пришли к выводу, что «в первом приближении изменения в минералогии гранатового гранулита протекают с одинаковой скоростью и соответственно изменения сейсмических скоростей и плотностей также должны происходить равномерно по всей зоне гранатового гранулита». Последнее положение было проверено Т. Грином [1967], который поставил серию опытов по измерению плотностей при превращении щелочного оливнинового базальта в эклогит (рис. 1-7). Вследствие линейной зависимости между скоростью продольных волн и плотностью² можно предположить, что скорость сейсмических волн в переходной зоне будет изменяться аналогичным образом.

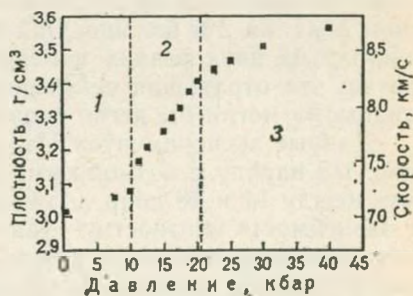


Рис. 1-7. Плотности экспериментальных навесок щелочного оливнинового базальта (см. рис. 1-1, 4) при различных давлениях и температуре 1100°С.

1 — габбро или пироксеновый гранулит; 2 — гранатовый гранулит; 3 — эклогит. Возможные ошибки аналогичны отмеченным на рис. 1-8.

По Т. Грину [1967]

¹ D. Green, Ringwood [1967]; Ito, Kennedy [1971].

² Birch [1961].

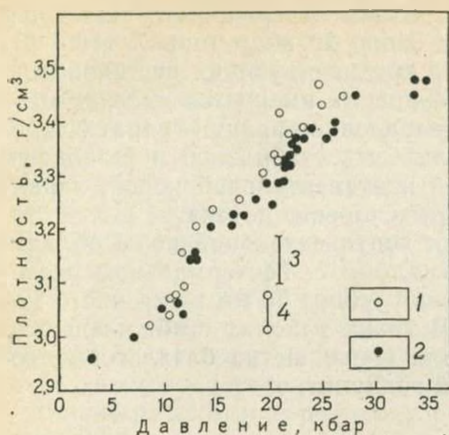


Рис. 1-8. Воспроизведение данных Ито и Кеннеди [1971] по плотностям экспериментальных навесок обр. NM5 при 1200°C и разных давлениях.

Плотность исходного материала: 1 — высокая, 2 — низкая. Размер экспериментальных точек на графике отражает неопределенность $\pm 0,01$ в плотности. Возможные ошибки объясняются использованием при измерениях очень небольших образцов, расчетной пористостью (3) и неизвестной проницаемостью образцов. Другие ошибки могли быть вызваны шлифовкой внешних, обогащенных железом слоев образца [Ито, Кеннеди, 1970] и частичным плавлением (солдус лежит ниже 1200°C при 15 кбар). Показано максимальное наблюдаемое (4) различие между номинально идентичными сериями опытов (1200°C, 12 кбар). По Т. Грину и А. Рингвуду [1972]

габбро—эклогит в обр. NM5 и в одном из его вариантов, содержащем Al_2O_3 на 2% больше. Они пришли к заключению, что переход состоит из двух резких изменений плотности, которые настолько резки, что отражения сейсмических волн от фазовых границ, по-видимому могли бы легко опознаваться.

Данные экспериментов Ито и Кеннеди [1971] приведены на рис. 1-8 наряду с возможными интервалами ошибок³. По-видимому, между 14 и 18 кбар должен иметь место значительный скачок в зависимости плотность — давление. И тем не менее утверждение, что данные на рис. 1-8 отражают существование двух резких скачков плотности, является большим преувеличением. Первый скачок, по-видимому, должен растягиваться на интервал давлений по крайней мере 5 кбар (эквивалент интервала глубины 17 км), тогда как второй — на интервал не меньшей чем 8 кбар (28 км).

¹ Базальт «Аполло-11» ведет себя в общем аналогично низкощелочному оливиновому толенту. Это объясняется тем, что состав базальта «Аполло-11» эквивалентен составу низкощелочного оливинового толента (плюс 10% рутила).

² Ringwood, D. Green [1966].

³ D. Green, Ringwood [1972].

Исключение составлял лишь низкощелочной оливиновый толент¹ (см. рис. 1-1).

Появление граната и исчезновение плагиоклаза происходило в интервале давлений всего лишь 3,4 кбар, причем основные изменения — в интервале 2,3 кбар². Однако в точке, где исчезал плагиоклаз, порода содержала лишь 30% граната, а пироксен был высокоглиноземистым. При увеличении давления, между 12,4 и 22,5 кбар, глиноземистые компоненты пироксена выделялись с дальнейшим образованием граната, доля которого увеличивалась до 55%. Таким образом плотность этой породы относительно быстро повышалась с 3,10 до 3,38 г/см³ в интервале давлений 10,1 и 12,4 кбар, затем в интервале давлений 12,4 и 22,5 кбар следовало ее более постепенное увеличение до 3,61 г/см³.

Ито и Кеннеди [1970, 1971] также изучали изменения плотности в процессе перехода

Значение этих экспериментальных результатов для понимания природы раздела Мохоровичича рассматривается в разделе 2-4.

1-5. ПОЛЯ УСТОЙЧИВОСТИ В ПОРОДАХ КИСЛОГО — СРЕДНЕГО СОСТАВА

Исследований по определению *P-T*-полей устойчивости минеральных ассоциаций в породах кислого и промежуточного состава проведено значительно меньше, чем в мафических породах. К счастью, они показали, что многие результаты, полученные при изучении кварцевых толентов, применимы и к различным породам более кислого состава.

Таблица 1-4

Состав и нормы CIPW гранита, по Т. Грину и Ламберту [1965], диорита и габбро-анортозита, по Т. Грину [1970]

Компоненты	Гранит*	Диорит	Габбро-анортозит
SiO ₂	69,6	59,9	53,5
TiO ₂	0,6	0,7	1,0
Al ₂ O ₃	14,7	17,3	22,5
Fe ₂ O ₃	1,7	—	0,9
FeO	1,7	6,3	4,7
MnO	0,1	—	0,1
MgO	1,0	3,4	2,1
CaO	2,5	7,1	9,9
Na ₂ O	3,4	3,7	3,7
K ₂ O	4,6	1,6	1,1
Норма CIPW			
Oz	25,7	9,2	2,1
Or	27,2	9,4	6,5
Ap	28,5	31,3	31,3
An	10,9	25,8	41,5
Diop	—	7,8	6,3
Hyp	3,4	15,0	8,5
Mt	2,5	—	1,3
Plt	6,5	1,3	1,9

* Плагноклаз Ab₇₂ An₂₈.

Д. Грин и Ламберт [1965] исследовали поля устойчивости минералов в безводных гранитах в широком диапазоне давлений при температуре 950 и 1100° С. Состав и норма CIPW этой породы даны в табл. 1-4. Гранит в условиях низких давлений кристаллизовался в ассоциацию кварца, щелочного полевого шпата, плагноклаза, ортопироксена и рутила. С увеличением давления¹ появлял-

¹ Эти результаты включают поправку на трение, которой не было в первой статье Д. Грина и Ламберта.

ся гранат, впервые наблюдавшийся при давлении 12—14 кбар и температуре 950—1100°С. Эти давления аналогичны давлениям, требующимся для появления граната в кварцевых толентах (см. рис. 1-1). Реакция формирования граната в гранитах, аналогична реакции, при которой образуется гранат в кварцевых толентах (V). Точно так же градиент появления граната в гранитах (17 бар/°С) хорошо согласуется с соответствующим градиентом в толентах (с учетом различных источников ошибок).

При повышении давления доля граната в породе возрастает, а ортопироксен замещается клинопироксеном, который значительно обогащается жадеитом. При температуре 1100°С и давлении 21 кбар (давление, требующееся для перехода кварцевого толента в эклогит), минеральная ассоциация представлена щелочным полевым шпатом (Ab_{30}, Sp_{70}), кварцем, омфацитом и гранатом. (Эта минеральная ассоциация сходна с таковой кварцевого толента в эклогитовой фации, если не считать присутствия щелочного полевого шпата). Увеличение давления влечет за собой уменьшение в граните доли щелочного полевого шпата, а содержание омфацинта + кварц — увеличивается, поскольку увеличение доли альбита в щелочном полево-м шпате прекращается и образуются кварц и жадеит (который входит в омфацинт).

Детальное изучение полей устойчивости минералов в условиях высоких давлений в диоритах (андезитах) и габбро-анортозитах¹ (см. табл. 1-4) проведено Т. Грином [1970]. Имеются предварительные данные по базальтовым андезитам (56% SiO_2) и дацитам (65% SiO_2). Эти породы ведут себя аналогично гранитам и базальтам. Минеральная ассоциация низких давлений состоит из плагиоклаза, пироксена и кварца. С увеличением давления появляется гранат (в диоритах при давлении 8 кбар и температуре 900°С) и возникает поле гранат + пироксен + плагиоклаз + кварц (гранатовый гранулит). Когда давление достигает значения, которое способно преобразовать базальтовые породы в кварцевые эклогиты, минеральная ассоциация, характерная для кислых промежуточных пород, бывает представлена гранатом, омфацитом, кварцем и щелочным полевым шпатом. Устойчивость последнего при высоких давлениях — результат стабильности ортоклаза, который в сухих системах не преобразуется вплоть до достижения давления приблизительно 100 кбар²; следовательно, он способен стабилизировать некоторые количества альбита путем образования твердого раствора.

Таким образом, у всех основных пород земной коры, варьирующих по составу от габбро до гранитов, существует определенное единство реакций на высокие давления и температуру. Поля устойчивости минералов (см. рис. 1-1) кварцевых толентов наблюдаются также и в более кислых породах при аналогичных давле-

¹ См. работу Т. Грина [1967].

² Ringwood, Reid, Wadsley [1967].

ниях, с тем основным отличием¹, что щелочной полевои шпат сохраняется в них как стабилная фаза при давлениих. находящихса за пределами давлениих, требующихса для образования кварцевых эклогитов. Таким образом, *P-T*-поля стабилности минеральных ассоциаций пересыщенных базальтовых пород обеспечивают основу для классификации и количественной оценки минеральных фаций в безводных породах. Эти соображения полезны для предсказания свойств и поведения пород кислого — промежуточного состава в тех *P-T*-условиях, которые существуют в нижних частях коры (см. раздел 2-1).

Примеры гранитных пород в эклогитовой фации (т. е. состоящих из кварца, щелочного полевого шпата, граната и омфациита) пока неизвестны, возможно, вследствие недостаточного внимания, уделяемого характеру пироксенов в естественных проявлениях так называемых гранулитов. Однако Козловский [1959] детально описал породы андезитового состава, в которых наблюдается эта минеральная ассоциация, поэтому они должны рассматриваться как принадлежащие к эклогитовой фации².

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Backlund H. G.* (1936). Zur genetischen Deuten der Eklogite, *Geol. Rundschau* 27, 47—61.
- Bearth P.* (1959). Über Eklogite, Claucophanschiefer und metamorphe Pillo-laven. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt. 39, 267—286.
- Birch F.* (1955). Physics of the crust. In: A. Poldervaart (ed.), „Crust of the Earth“, pp. 101—118. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 62.
- Birch F.* (1961). The velocity of compressional waves in rocks to 10 kbar, 2. *J. Geophys. Res.* 66, 2199—2224.
- Boyd F. R.* and *J. L. England* (1959). Experimentation at high pressure and temperatures, *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 58, 82—89.
- Bryhni I., D. H. Green, K. S. Heier, and W. S. Fyfe* (1970). On the occurrence of eclogite in western Norway. *Contrib. Min. Petrol.* 26, 12—19.
- Clark S. P.* (1961). Geothermal studies. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 60, 185—190.
- Clark S. P.* (1962). Temperatures in the continental crust. In: C. M. Herzfeld (ed.), „Temperature, Its Measurement and Control in Science and Industry“, vol. 3, pp. 779—790. Reinhold, New York.
- Clark S. P.* and *A. E. Ringwood* (1964). Density distribution and constitution on the mantle. *Rev. Geophys.* 2, 35—88.
- Cohen L. N., K. Ito, and G. C. Kennedy* (1967). Melting and phase relations in an anhydrous basalt to 40 kilobars. *Am. J. Sci.* 265, 475—518.
- Coleman R. G., D. E. Lee, I. B. Beatty, and W. W. Brannock* (1965). Eclogites and eclogites, their differences and similarities. *Bull. Geol. Soc. Am.* 76, 483—508.
- De Waard D.* (1965). A proposed subdivision of the granulite facies. *Am. J. Sci.* 263, 455—461.
- Engel A., and C. Engel* (1962). Progressive metamorphism and amphibolite, Northwest Adirondack Mountains, New York, In: A. E. J. Engel, H. L. James, and B. F. Leonard (eds.), „Petrologic Studies“, *Buddington Volume*, pp. 37—82. Geological Society of America, New York.

¹ Кванит также может быть важной фазой в некоторых составах [Т. Green, 1967].

² D. Green, Ringwood [1967].

- Ernst W. G.* (1968). „Amphiboles“, pp. 1—125. Springer—Verlag, New York.
- Fyfe W. S., F. J. Turner and J. Verhoogen* (1958). Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. Am. Memoir* 73, 1—259.
- Godovikov A. A., and G. C. Kennedy* (1969). Eclogites. In: S. P. Korykobskii (ed.), „Problems of Petrology and Genetic Mineralogy“, vol. 1, pp. 48—61. Nauka (in Russian).
- Green D. H.* (1967). Effects of high pressure on basaltic rock. In: H. H. Hess and A. E. Poldervaart (eds.), „Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition“, Interscience, a division of Wiley, New York.
- Green D. H., and I. B. Lambert* (1965). Experimental crystallization of anhydrous granite at high pressures and temperatures. *J. Geophys. Res.* 70, 5259—5268.
- Green D. H., and B. O. Mysen* (1972). Genetic relationship between eclogite and hornblende and plagioclase pegmatite in Western Norway. *Lithos* 5, 147—161.
- Green D. H., and A. E. Ringwood* (1967). An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, 767—833.
- Green D. H., and A. E. Ringwood* (1972). A comparison of recent experimental data on the gabbro—garnet granulite—eclogite transition. *J. Geol.* 80, 277—288.
- Green T. H.* (1967). An experimental investigation of sub—solidus assemblages formed at high pressure in high—alumina basalt, kyanite eclogite and grosspyrite compositions. *Contr. Mineral. Petrol.* 16, 84—114.
- Green T. H.* (1970). High pressure experimental studies on the mineralogical constitution of the lower crust. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 441—450.
- Green T. H., and A. E. Ringwood* (1968). Genesis of the calc—alkaline igneous rock suite. *Contr. Mineral. Petrol.* 18, 105—162.
- Green T. H., A. E. Ringwood, and A. Major* (1966). Friction effects and pressure calibration in a piston—cylinder apparatus at high pressure and temperature. *J. Geophys. Res.* 71, 3589—3594.
- Hyndman R. D., I. B. Lambert, K. S. Heier, J. C. Jaeger, and A. E. Ringwood* (1968). Heat flow and surface radioactivity measurements in the Precambrian shield of West Australia. *Phys. Earth Planet. Interiors* 1, 129—135.
- Ito K., and G. C. Kennedy* (1968). Melting and phase relations in the plane tholeiitelherzolit—nepheline basanite to 40 kilobars with geological implications. *Contr. Mineral. Petrol.* 19, 177—211.
- Ito K., and G. C. Kennedy* (1970). The fine structure of the basalt eclogite transition. *Mineral. Soc. Am. Spec. Paper* 3, 77—83.
- Ito K., and G. C. Kennedy* (1971). An experimental study of the basalt—garnet granulite—eclogite transition. In: „The Structure and Physical Properties of the Earth's Crust“, pp. 303—314. Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph 14.
- Kennedy G. C., and K. Ito* (1972). Comments on: „A comparison of recent experimental data on the gabbro—garnet granulite—eclogite transition“. *J. Geol.* 80, 289—292.
- Korzhinsky D. S.* (1937). Dependence of mineral stability on depth. *Zap. Vses. Mineral. Obshchestva* 66 (2), 369—396 (in Russian).
- Kozłowski K.* (1959). On the eclogite—like rocks of Stary Gieraltow (east Sudetan). *Bull. Acad. Polon. Sic., Ser. Sci. Chim., Geol., Geograph.* 6 (11) 723—728.
- Kushiro I., and H. S. Yoder* (1966). Anorthite—forsterite and anorthite—enstatite reactions and their bearing on the basalt—eclogite transformation. *J. Petrol.* 7, 337—362.
- Lambert I. B., and P. J. Wyllie* (1968). Stability of hornblende and a model for the low velocity zone. *Nature* 219, 1240—1241.
- Ringwood A. E., and E. Essene* (1970). Petrogenesis of Apollo 11 basalts, internal constitution and origin of the moon. „Proc. Apollo 11 Lunar Science Conference“. *Geochim. Cosmochim. Acta* 34, suppl. 1, 769—799.
- Ringwood A. E., and D. H. Green* (1964). Experimental investigations bearing on the nature of the Mohorovicic Discontinuity. *Nature* 201, 566—567.

Ringwood A. E., and D. H. Green (1966). An experimental investigation of the gabbro—eclogite transformation and some geophysical implications. *Tectonophysics* 3, 383—427.

Ringwood A. E., A. F. Reid, and D. H. Wadsley (1967). High pressure $KAlSi_3O_8$, an aluminosilicate with 6—fold coordination. *Acta Cryst.* 23, 1093—1095.

Roy R., D. D. Blackwell, and F. Birch (1968). Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces. *Earth Planet. Sci. Letters* 5, 1—12.

Smulikowski K. (1960). Petrographical notes on some eclogites of the East Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Geo. Geograph.* 8 (1), 11—19.

Turner F. J. (1968). „Metamorphic Petrology“. McGraw—Hill, New York.

White A. J. R. (1964). Clinopyroxene from eclogites and basic granulites. *Am. Min.* 49, 883—888.

Winkler H. G. F. (1965). „Petrogenesis of Metamorphic Rocks“. Springer—Verlag. New York. 220 pp.

Wyllie P. J. (1971). „The Dynamic Earth“. Wiley, New York, 416 pp.

Yoder H. S., and C. E. Tilley (1962). Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rocks systems. *J. Petrol.* 3, 342—532.

Глава 2

СОСТАВ КОРЫ

2-1. КОРА СТАБИЛЬНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РЕГИОНОВ¹

Распределение скоростей сейсмических волн в пределах континентальной коры широко варьирует от одной геологической провинции к другой, поэтому любые генерализованные обобщения в отношении континентальной структуры обосновать трудно. В этом разделе внимание обращено главным образом на кору относительно стабильных континентальных областей, таких как докембрийские щиты и платформы с низким рельефом. Многие платформы представляют собой сравнительно недеформированные, неглубокие осадочные бассейны, залегающие на комплексах кристаллических изверженных и метаморфических пород фундамента. В таких областях удается сделать некоторые ценные обобщения. Кора под континентальными орогенческими областями имеет, очевидно, более сложный характер, меняющийся от региона к региону, поэтому здесь обобщения затруднительны.

Толщина коры в стабильных континентальных областях² обычно составляет 35—45 км, в среднем около 40 км. Скорость продольных сейсмических волн в верхней коре³ обычно колеблется между 5,8 и 6,4 км/с. Принято считать, что с глубиной она увеличивается; для нижней коры обычно принимают скорости 6,5—7,2 км/с. Природа этого направленного вниз увеличения скоростей продольных волн не установлена; в одних районах доказано наличие раздела Конрада⁴, в других скорость увеличивается, видимо, непрерывно⁵.

¹ Разделы 2-1 и 2-2 основаны на работах Рингвуда и Д. Грина [1966].

² Pakiser, Robinson [1966].

³ Gutenberg [1959]; Steinhart, Meyer [1961].

⁴ Richards, Walker [1959]; Clowes, Kanaseurch, and Cumming [1968].

⁵ Tatel, Tuve [1955].

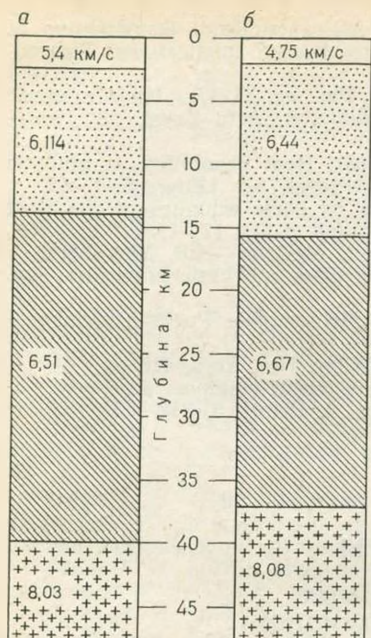


Рис. 2-1. Разрезы земной коры для двух типичных стабильных областей — докембрийских щитов. а — центральной части шт. Висконсин; б — Верхнем Мичигане. По Стейнхарту и Мейеру [1961]

геологическими наблюдениями и геохимическими оценками среднего химического состава пород², которые хорошо согласуются между собой. Средний химический состав кристаллических пород континентальных щитов по оценке Польдерварта³ представлен в табл. 2-1. Порода, состоящая главным образом из кварца, полевых шпатов, слюды и (или) амфибола, ближе стоит к гранодиориту, чем к граниту.

Изучение плотности верхней коры Вулардом⁴ в общем дало результаты, сходные с данной моделью. Для кристаллических пород фундамента по 1158 образцам, отобраным по всей территории Северной Америки, Вулард получил среднюю плотность 2,74 г/см³. Это значение подкрепляется данными об отрицательных аномалиях силы тяжести над гранитными интрузиями (плотность от 2,65 до 2,70 г/см³) в верхней коре. Следовательно, Вулард получил несколько завышенную плотность верхней коры, которая соответ-

В основании коры, как предполагают, скорость прохождения продольных сейсмических волн быстро возрастает примерно до 8,2 км/с (она маркирует раздел Мохоровичича). Считают, что увеличения скоростей приблизительно от 7 км/с в нижней коре до 8 км/с в мантии происходит в узком интервале глубин, составляющем несколько километров или даже меньше, однако более точная природа этого раздела вызывает большие споры. Приведенные данные, вероятно, являются правильными для значительной части стабильной континентальной коры. Однако они не претендуют на универсальность¹. На рис. 2-1 показаны разрезы типичного района щита.

Верхняя кора. Скорость прохождения продольных сейсмических волн в верхней коре составляет 5,8—6,4 км/с, что соответствует скоростям прохождения этих волн в кислых магматических и метаморфических породах. На этом основании сделано заключение, что верхняя кора имеет «гранитный» состав. Такая точка зрения подтверждается

¹ В некоторых относительно стабильных континентальных областях в нижней коре есть слой, в котором скорость сейсмических волн 7,0—7,4 км/с.

² Sederholm [1925]; Grout [1938]; Vogt [1931]; Nickolds [1954].

³ Poldervaart [1955]; Woollard [1962, 1966, 1968].

⁴ Woollard [1962, 1966, 1968].

Таблица 2-1

Средний состав выходящих на
поверхность кристаллических
пород континентального щита, по Польдеваарту [1955]

Компоненты	Весовые %	Компоненты	Весовые %
SiO ₂	66,4	MgO	2,0
TiO ₂	0,6	CaO	3,8
Al ₂ O ₃	15,5	Na ₂ O	3,5
Fe ₂ O ₃	1,8	K ₂ O	3,3
FeO	2,8	P ₂ O ₅	0,2
MnO	0,1		

Примечание. Плотность (расчетная) 2,69 г/см³, V_p (расчетная) 6,25 км/с.

вует плотности основных гранодиоритов или кварцевых диоритов.

Нижняя кора в безводных условиях. В то же время как состав верхней коры определяют довольно хорошо путем комбинации наблюдений, базируясь на данных петрологии, геологии, скоростях прохождения сейсмических волн и плотностях, природа нижней коры в районах щитов и платформ менее ясна. Большие области нижней коры характеризуются скоростями продольных волн 6,5—7,2 км/с. Эти скорости близки к скоростям продольных волн в базальтах, долеритах и габбро¹, поэтому предполагается, что нижняя кора состоит именно из этих пород². Таким образом, остается в силе общая концепция о химически расслоенной коре, где верхний слой гранитный, а нижний габбровый, хотя это расслоение обычно не считается выдержанным и непрерывным на больших площадях. Тем самым утверждается гетерогенность коры.

Мнение, что нижняя кора состоит из габбро или базальтов, однако, не подтверждается исследованиями полей устойчивости минеральных ассоциаций в основных породах. Эксперименты (см. гл. 1) показали, что минеральная ассоциация габбро не является термодинамически стабильной в существующих в нижней коре *P-T* — *P*_{H₂O}-условиях. Если нижняя кора имеет основной состав, находится в термодинамическом равновесии и является относительно безводной, она должна состоять в основном из эклогита (*V_p* 8,4 км/с, $\rho \approx 3,5$ г/см³) в областях с низкими значениями теплового потока или из гранатового гранулита в областях с высокими значениями теплового потока (*V_p* 7,3—8,0 км/с, ρ 3,2—3,4 г/см³). Эти скорости не соответствуют скоростям в нижней коре большинства неорогенических областей. Отсюда следует вывод: если кора является относительно «сухой» и приближается к состоянию химического равновесия, она не может иметь основной состав.

¹ Birch [1960, 1961].

² Birch [1958]; Gutenberg [1955, 1959].

Степень, до которой основные породы в коре приближаются к состоянию химического равновесия, заслуживает особого рассмотрения. Базальты, долериты и габбро широко распространены в верхней коре, и тем не менее упомянутые выше соображения означают, что они большей частью метастабильны по отношению к эклогитам и гранулитам. До какой степени это может иметь место и в нижней коре? Очевидно, в зависимости от кинетических факторов.

Сохранение метастабильных минеральных ассоциаций габбро в верхней коре, по-видимому, требует охлаждения до температур 200—300°С при масштабах времени 10^6 — 10^7 лет в условиях низкого давления водяного пара и небольшого напряжения сдвига. Однако изучение реакции сухих основных пород на метаморфизм в коре позволило выявить многочисленные примеры, где превращение в гранулиты и эклогиты происходило *in situ*¹. Оно, по-видимому, требует температур выше 300°С, часто сочетающихся с деформациями в твердом состоянии, которые происходят во время орогенеза. Последний эффект, видимо, играет основную роль при более низких температурах.

Большие области нижней коры, вероятно, подвергались воздействию температур от 300 до 700°С в течение 10^8 — 10^9 лет. Более того, сложное тектоническое развитие коры в течение этого времени могло приводить к региональным повторным деформациям. Маловероятно, что в таких условиях габбро могли оставаться в своем высоко метастабильном состоянии. Наблюдаемая реакция габбро на метаморфизм в обнаженных частях коры должна как будто означать, что габбро в нижней коре превращаются в гранулитовые и эклогитовые минеральные ассоциации. Однако это не означает, что полное равновесие может поддерживаться всегда. Оно будет зависеть от характера изменения *P-T*-условий и истории деформаций. По достижении гранулитовой минеральной ассоциации превращения в данной породе могут по существу прекратиться, даже если последующие изменения *P-T*-условий создадут для породы поле устойчивости эклогита. Превращение гранатовых гранулитов в эклогиты при давлениях, действующих в нижней коре, может проходить при сравнительно низких температурах (см. рис. 1-6), но для протекания этого процесса в геологически значимых скоростях требуются, вероятно, сопровождающие деформации и сдвиг. С другой стороны, превращение габбро в гранатовые гранулиты при давлениях, действующих в нижней коре, может происходить и при повышенных температурах, но оно, вероятно, протекает спонтанно, за счет термальной активации, без необходимости активизации за счет деформаций.

Таким образом, мы пришли к заключению, что в областях, где нижняя кора является относительно «сухой», скорости прохождения сейсмических волн в интервале 6,6—7,2 км/с указывают на наличие скоплений минералов с относительно низкими скоростями,

¹ D. Green, Ringwood [1968].

например, кварца и щелочных полевых шпатов, составляющих противоположность характеризующимся большими скоростями гранату и пироксену¹. В табл. 2-2 дана оценка минеральных ассо-

Таблица 2-2

Химический состав, минеральные ассоциации, расчетные плотности и сейсмические скорости типичных кислых — средних пород при низких и высоких давлениях

Компоненты	Химический состав, вес. %	
	диорит	гранодиорит
SiO ₂	60,4	65,6
TiO ₂	0,7	0,7
Al ₂ O ₃	17,3	16,2
Fe ₂ O ₃	2,0	1,4
FeO	4,3	3,6
MgO	3,5	1,8
CaO	7,2	4,9
Na ₂ O	3,3	3,6
K ₂ O	1,3	2,2

Минеральная ассоциация, вес. %	Давление			
	низкое	высокое	низкое	высокое
Кварц	14,8	21,6	21,7	26,2
Щелочной полевой шпат (Ab ₅₀ Or ₅₀)	—	15,2	—	25,3
Ортоклаз	7,7	—	13,0	—
Плагиоклаз	56,8	—	52,0	—
Омфацит	—	34,6	—	25,0
Клинопироксен	5,8	—	2,3	—
Гиперстен	11,0	—	7,7	—
Гранат	—	19,0	—	13,8
Кванит	—	8,9	—	9,0
Рудные минералы	4,2	0,7	3,3	0,7

Плотность, г/см ³	2,83	3,13	2,76	3,00
V _p , км/с (прибл.)	6,6	7,3	6,4	7,2

циаций, плотности и скорости, характерных для типичных кислых и средних пород в эклогитовой фации; она основана на новейших экспериментальных данных (см. разд. 1-5). По-видимому, породы среднего состава, приближающиеся к кварцевому диориту в эклогитовой фации, лучше всего соответствуют физическим свойствам

¹ D. Green, Lambert [1965].

нижней коры. С другой стороны, удовлетворительное соответствие обеспечивают и породы диоритового состава в фации гранатового гранулита. Если нижняя кора имеет средний состав, а верхняя — кислый, средний состав всей коры в таких регионах должен быть более кислым, чем его до недавнего времени принимали в некоторых геохимических моделях¹. В некоторых регионах, где в нижней коре обнаружен слой со скоростями сейсмических волн 7,2—7,8 км/с, он может состоять из основных пород в фации гранатового гранулита², и тогда средний состав коры будет приближаться к среднему составу магматической породы среднего состава (андезит).

Т. Грин [1970] предложил альтернативную модель коры, которая вероятно, применима для некоторых регионов. Он показал, что скорости прохождения сейсмических волн в породах габбро-анортозитового состава в высоко метаморфизованных фациях (плагноклаз + ортоклаз + гранат + пироксен + кванцит) соответствуют скоростям сейсмических волн в нижней коре многих регионов. Нижняя кора этого типа могла развиваться путем частичного плавления и дифференциации ранее существовавшей андезитовой коры, подобно той, которая наблюдается в некоторых районах островных дуг³. Экспериментальные результаты показали, что при частичном плавлении в условиях относительно низкого давления воды должны образовываться гранит-гранодиоритовые расплавы, которые мигрируют в верхнюю кору, оставляя после себя тугоплавкий остаток, состав которого должен напоминать состав габбро-анортозита⁴.

Нижняя кора в водных условиях. Сделанные выше выводы применимы к областям нижней коры с низким парциальным давлением воды. Однако в тех областях, где температуры ниже 600°С и где существует значительное парциальное давление водяного пара, как показывают исследования петрологов, занимающихся метаморфизмом, базальтовые породы должны существовать преимущественно в виде амфиболитов, возможно, в альмандин-амфиболитовой фации. Они должны состоять главным образом из таких минералов, как амфибол, плагноклаз, эпидот и гранат (альмандин). Эти породы должны обладать скоростями продольных сейсмических волн от 7,0 до 7,6 км/с и плотностями от 3,0 до 3,25 г/см³ (табл. 2-3).

Этот диапазон скоростей несколько выше, чем его обычно принимают для нижней коры стабильных областей. Дрейк и Нейф⁵ показали, что слои со скоростями 7,0—7,5 км/с встречаются под докембрийскими шитами сравнительно редко, хотя все-таки и существуют⁶. Несколько меньшие скорости, соответствующие обще-

¹ Poldervaart [1955]; Pakiser, Robinson [1966].

² Ito, Kennedy [1971].

³ Taylor, White [1965].

⁴ T. Green [1970].

⁵ Drake, Nafe [1968].

⁶ Everingham [1967].

Скорости продольных, сейсмических волн (измеренные при давлении 4 кбар) и плотности некоторых амфиболитов и пород, богатых роговой обманкой

Порода	Плотность, г/см ³	Скорость, км/с	Содержание минералов, %
Роговообманковое * габбро	3,11	7,02	Amph—68; Pl—31
Диопсидовый горнблендит *	3,20	7,08	Amph—57; Px—43
Эпидотовый амфиболит **	3,13	7,56	Amph—50; Ep—34 Pl—11; Qz—5
Эпидотовый амфиболит **	3,26	7,52	Amph—57; Ep—47, Pl—3; Qz—3
Амфиболит **	3,04	7,08	Amph—73; Pl—19; Qz—3
Амфиболит **	3,03	7,04	Amph—68; Pl—26; Qz—4
Амфиболит ***	3,12	7,27	Amph—86; Serp—6; рудные—8

Примечания. Amph—амфибол; Pl—плагноклаз; Qz—кварц; Ep—эпидот; Px—пироксен; Serp—серпентин

* Kanamori, Mizutani [1965].

** Chrestensen [1965].

*** Birch [1960, 1961].

принятым, должны отмечаться в комплексах пород, состоящих преимущественно из амфиболита, но также содержащих и значительную долю гранитных пород. Средний химический состав нижней коры в таких областях должен быть основным — средним. С другой стороны, в нижних слоях менее развитых платформенных областей и молодых орогенических поясов наблюдаются скорости от 7,0 до 7,5 км/с; здесь основным компонентом вполне может быть амфиболит.

Петрологическое развитие нижней коры. Существуют, по-видимому, два типа пород, ближе всего соответствующих свойствам нижней коры — амфиболиты и средние породы в гранулит-эктогитовой фации. Присутствие их в коре в той или иной обстановке зависит от парциального давления воды, что, в свою очередь, определяется геологическим развитием коры. Можно выделить две различные геологические обстановки, соответственно с высоким и низким давлением водяного пара.

1. Изначальное большое содержание воды характерно, очевидно, для осадков и вулканогенных пород мощных геосинклинальных толщ. Кроме того, для эвгеосинклинальной обстановки типично большое содержание базальтового материала. Богатые водой толщи, погребенные и испытавшие в процессе складчатости проникающую деформацию скола, видимо, превращаются в гидратированные минеральные ассоциации (фации цеолитовая, глаукофановых сланцев и зеленосланцевая). При повышении температуры приблизительно до 400°С в основании геосинклинали в амфиболит-

тах и слюдяных сланцах начинается метаморфизм. Такие толщи, не испытавшие метаморфизма более высоких ступеней и погрузившиеся в нижнюю кору в результате процессов ее развития, должны характеризоваться скоростями продольных сейсмических волн от 6,8 до 7,2 км/с. Предел устойчивости гидратированных минеральных ассоциаций в нижней коре определяется их нестабильностью по сравнению с безводными гранулитовыми ассоциациями при более высоких температурах. Преобразование может осуществляться при температурах 500—700°С в условиях довольно умеренных давлений¹.

Таким образом допущение вероятности того, что нижняя кора имеет в основном амфиболитовый состав, по-видимому, требует принятия представления об эвгеосинклинальном осадконакоплении и базальтовом вулканизме на коре океанического типа с ее последующим глубоким захоронением при температурах ниже 650°С.

2. Описанная выше модель применима, по-видимому, не ко всем областям², например, к более обширным частям стабильной континентальной коры, сложенной залегающими на небольших глубинах кристаллическими породами (фундамент), она не подходит. Области, сложенные магматическими гранитными породами, мигматитами и различными метаморфическими породами, свидетельствуют о том, что на более ранней стадии развития коры температуры в них должны были находиться в пределах 400—600°С. Температуры же в прилежащих породах, ныне формирующих нижнюю кору, должны были быть еще выше (600—1000°С). В таких условиях амфиболиты должны были превратиться в гранулиты, а нижняя кора стать, видимо, полностью безводной. После завершения периода активного развития и общего охлаждения нижней коры до нынешнего состояния водные минеральные ассоциации оказались неспособными к преобразованиям из-за недостатка воды; гидратация за счет направленного вниз поступления воды из верхней коры представляется маловероятной, хотя она и могла проявляться локально в ограниченном масштабе. Как уже говорилось выше, в областях с низким давлением водяного пара скорости сейсмических волн (6,5—7,2 км/с) указывают на наличие в качестве основных компонентов нижней коры пород кислого — среднего состава в гранулитовой и эклогитовой фациях.

На вышезложенные выводы о природе глубоких частей коры сильное влияние оказали последние достижения в области экспериментальной петрологии (гл. 1). Однако не следует забывать и о том, что аналогичные выводы многие петрологи делали и на основании традиционных аргументов. Некоторые специалисты в области метаморфической петрологии фактически не признавали геофизическую гипотезу о том, что нижняя кора состоит из базальтов или габбро. Сейчас выяснено, что наиболее вероятными в составе нижней коры являются высокометаморфизованные породы в гра-

¹ A. Engel, K. Engel [1962].

² Lake et al. [1966, b].

нулитовой и эклогитовой фациях, минеральные ассоциации которых значительно отличаются от минеральных ассоциаций габбро. Эту точку зрения убедительно подтвердил Ден Текс [1965], который пришел к заключению, что нижняя кора состоит из гетерогенной смеси кислых и средних гранулитов и чарнокитов (55%), основных гранулитов и эклогитов (40%), а также ультраосновных пород (5%). Средний химический состав такой смеси должен соответствовать составу средних пород. С точки зрения петрологии гетерогенная модель, подобная описанной, более правдоподобна по сравнению с моделью химически гомогенной нижней коры. С геофизической точки зрения, однако, более важны средние свойства, и в этом отношении есть небольшое различие между моделью Ден Текса и моделью, о которой шла речь выше.

Геохимические и геотермальные критерии выделения зон земной коры. Близкие выводы относительно природы нижней континентальной коры, базировавшиеся на данных геохимии, были сделаны Хейером и его коллегами¹. Они обнаружили, что средние содержания урана, тория и рубидия в высокометаморфизованных породах гранулитовой фации в 10 раз меньше, чем средние содержания этих элементов в породах амфиболитовой фации верхней коры при аналогичном составе по основным элементам. Предполагают, что это обусловлено процессами дегидратации при метаморфизме до гранулитовой фации. Значительная часть урана и тория на границах зерен и в водосодержащих минералах, таких как амфибол и биотит, мигрировала, очевидно, из нижней коры вверх (по мере удаления воды). Установлено также, что в высокометаморфизованных породах гранулитовой фации сильно кислые породы распространены не так широко, как в менее метаморфизованных породах амфиболитовой фации. Ученые не без основания считают, что частичное плавление обширных участков нижней коры происходит во время наивысшей стадии метаморфизма, что приводит к направленной вверх миграции фракции с низкой точкой плавления, обогащенной кремнеземом, щелочами, водой и особенно ураном и торием. В результате этих процессов в конце концов формируется нижняя кора, в основном среднего состава, с очень низкими содержаниями урана и тория, перекрываемая более кислой верхней корой, значительно обогащенной указанными элементами.

Эта модель подтверждается новейшими исследованиями распределения теплового потока на поверхности, а также данными о распространенности выделяющих тепло элементов в близлежащих породах². Известно, что докембрийские щиты характеризуются относительно низкими значениями теплового потока; тем не менее, для верхней коры щитов характерны «нормальные» содержания выделяющих тепло элементов — U, Th и K. Значит,

¹ Heir [1965, a, b]; Heier, Adams [1965]; Lambert, Heier [1967, 1968].

² Lambert, Heier [1967]; Hyndman, Lambert, Heier, Jaeger, Ringwood [1968]; Roy, Blackwell, Birch [1968].



Рис. 2-2. Расчетные геотермические профили.

а — для Западно-Австралийского архейского щита с развитыми на поверхности в основном гранитными породами; *б* — для щита с выходящими на поверхность зеленокаменными породами; *в* — для области развития палеозоя Восточной Австралии с повышенным значением теплового потока и выходами на поверхность гранитных пород.
По Хиндману, Ламберту, Хейеру, Егеру и Рингвуду [1968]

здесь удовлетворительными могут быть только те модели, в которых радиоактивные элементы коры щитов сконцентрированы в тонком (5—10 км) поверхностном слое, ниже которого содержания радиоактивных элементов очень малы и соответствуют содержаниям, наблюдаемым в породах гранулитовой фации среднего состава. Расчетный геотермический профиль для Западно-Австралийского архейского щита показан на рис. 2-2. Он сравнивается с соответствующими профилями для гранитных пород коры в районе Снежных гор (Восточная Австралия) и зеленокаменных пород щита. На рис. 2-3 приведены профили температур в земной коре. В табл. 2-4 даны геотермические показатели для тех же районов.

Таблица 2-4

Геотермические показатели профилей, показанных на рис. 2-2, по Хиндману, Ламберту, Хейеру и др. [1968]

Геотермические показатели	Западно-Австралийский архейский щит		Восточная Австралия, Снежные горы (палеозой)
	Гранитные породы	Зеленокаменные породы	Гранитные породы
Тепловой поток на поверхности, мккал/см ² ·с	1,15	0,98	2,00
Тепловой поток на глубине 40 км	0,45	0,45	0,55
Генерация тепла близ поверхности, кал/см ³ ·с·10 ⁻¹³	6,4	2,2	6,2

Глубокое изучение¹ зависимости между поверхностным тепловым потоком и радиоактивностью близповерхностных пород в США дало новые интересные результаты. Они позволяют выделить четко очерченные провинции с определенным тепловым пото-

¹ Roy, Blakwell, Birch [1968].

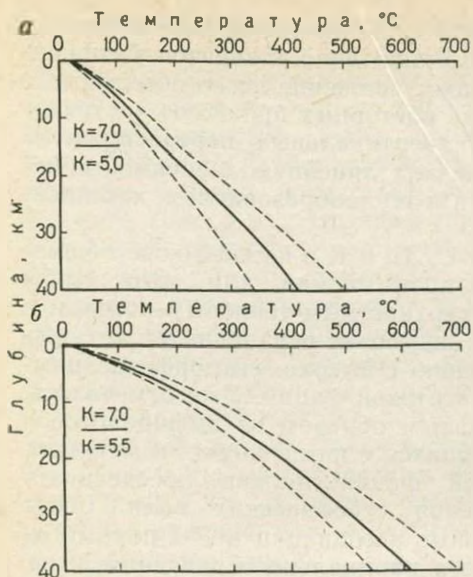


Рис. 2-3. Профили температур в земной коре.

a — для области щита с низкими значениями теплового потока; *b* — для молодой континентальной области с высокими значениями теплового потока. Параметры, использованные в расчетах, приведены на рис. 2-2 и в табл. 2-4. По Хиндману, Ламберту, Хейеру, Егеру и Рингвуду [1968]

стей США (рис. 2-4). Эта линейная зависимость объясняется тем, что радиоактивность, измеренная на поверхности, является постоянной от поверхности до глубины *b*, но меняется от места к месту. Значит доля теплового потока из нижней коры к верхней мантии (*a*) остается постоянной в пределах данной провинции теплового потока, тогда как изменчивая радиоактивность верхней коры генерирует изменчивый тепловой поток на поверхности.

Результаты, приведенные на рис. 2-4, получены в стабильном регионе, подвергавшемся с докембрия лишь незначительным деформациям. Наклон линии указывает глубину (7,5 км) тепловыделяющего слоя, тогда как точка ее пересечения ($0,8 \text{ мкал/см}^3 \cdot \text{с}$) — поток тепла из нижней коры и мантии. Исследования в других провинциях дали аналогичную мощность выделяющего тепло слоя, но весьма разные значения величины теплового потока ниже этого слоя. Рой и другие ученые утверждают, что области континентальной коры имеют, по-видимому, такой же тепловой поток, как и центральная провинция США. Геотермальные и геохимические аргументы дают в целом ту же модель верхней и нижней коры, что и данные петрологии.

Лахенбрух [1970] дал весьма логичную и при этом, видимо, более реалистическую интерпретацию данных о распределении теп-

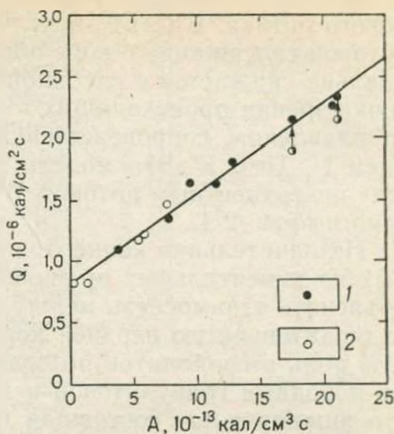


Рис. 2-4. Тепловой поток и данные о близповерхностной генерации тепла. 1 — для плутонов Новой Англии; 2 — для Центральной стабильной области США. По Роя, Блэквелу и Бёрчу [1968]

лом; в каждой из них тепловой поток Q и близповерхностное выделение тепла A связаны уравнением $Q = a + bA$. Пример такой взаимосвязи наблюдается в плутонах центральной и северо-восточной част-

лового потока. Вместо двухслойной коры он предложил модель, в которой содержание в коре образующих тепло элементов экспоненциально снижается с глубиной. Такое снижение легко объяснимо с точки зрения происходящих в коре повторных процессов частичного плавления, сопровождающихся вертикальным перераспределением U, Th и K. Эта модель показала линейную зависимость между поверхностным потоком тепла и теплообразованием, как показано на рис. 2-4.

Незначительная концентрация U, Th и K в нижней коре обширных континентальных провинций, принимаемая для того чтобы объяснить взаимосвязь между поверхностным тепловым потоком и радиоактивностью верхней коры, еще более ограничивает возможную роль амфиболитов по сравнению с высокометаморфизованными породами гранулитовой и эклогитовой фаций. Уже отмечалось, что нижняя кора, состоящая главным образом из амфиболитов с небольшими объемами ассоциирующихся с ними кислых и метаморфических пород в амфиболитовой фации, должна обеспечивать приемлемые скорости прохождения сейсмических волн (6,6—7,2 км/с) и стабильные минеральные ассоциации в *P-T*-поле нижней коры в условиях значительного парциального давления воды. Однако концентрация радиоактивных элементов в гетерогенной нижней коре этого состава должна быть, вероятно, высокой, для того чтобы ее возможно было увязать с расчетным выделением тепла в стабильной нижней континентальной коре многих регионов.

2-2. КОРА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОРОГЕНИЧЕСКИХ РЕГИОНОВ

В предыдущем разделе основное внимание было уделено природе стабильной континентальной коры и трудностям, связанным с ее определением. Состав коры в нестабильных орогенических областях выдвигает еще большие проблемы. Основные особенности, отличающие кору некоторых орогенических областей от коры стабильных регионов,— это большая мощность коры в первых, большая сложность их структуры, а также широкое распространение глубинных слоев коры со скоростями сейсмических волн 7,2—7,8 км/с и отсутствие в некоторых, а, возможно, и в большем числе регионов, четко обозначенного раздела Мохоровичича (более или менее плавный переход скоростей между нижней корой и мантией) ¹.

Толщина коры в Андах ² и Аппалачах ³ оценивается в 65 км. В Альпах ⁴ мощность ее (определенная как глубина, при которой достигаются «мантийные» скорости продольных волн 8,2 км/с) составляет 55 км. Для верхней (сиалической) коры в основном кис-

¹ Fuchs et al. [1963]; Giese [1968]; Fisher, Raitt [1962]; James, Smith, Steinhart [1968]; Drake, Nafe [1968].

² Fisher, Raitt [1962]; Woollard [1960]; James [1971].

³ James, Smith, Steinhart [1968].

⁴ Fuchs et al. [1963], Giese [1968].

лого состава со скоростями продольных волн 6,10—6,5 км/с характерна толщина 20—30 км. Вблизи основания этого слоя широко распространено явление реверсирования скоростей (зона пониженных скоростей). На глубине примерно 30 км скорость обычно возрастает от 6,5 до 8,2 км/с (рис. 2-5). Этот интервал образует зону перехода. Сейсмические профили через Альпы показывают, что в районах с нормальной толщиной коры переходная зона характеризуется высокими градиентами скоростей, тогда как в районах увеличенной ее мощности градиенты скоростей между корой и мантией значительно меньше. Дрейк и Нейф показали, что слои со скоростями сейсмических волн 7,2—7,8 км/с — сравнительно обычное явление под молодыми орогеническими поясами.

Промежуточные скорости 7,2—7,8 км/с могут быть обусловлены наличием амфиболитов, основных пород в гранат-гранулитовой фации и тонким переслаиванием ультраосновных пород и эклогитов с породами коры кислого — среднего состава. Какая из этих альтернатив может быть применена в том или ином районе — зависит от результатов других методов исследований (разд. 2-1). Факторы, контролирующие распространение в нижней коре амфиболитов и гранатовых гранулитов, сохраняют актуальность — предполагается, что гранатовые гранулиты основного состава имеют, вероятно, более широкое распространение, чем амфиболиты. Данные геотермии, в частности наличие относительно высоких значений теплового потока в Альпах¹, а в коре — зоны пониженных скоростей (возможно, следствие высоких температурных градиентов) — подтверждают это заключение². Однако вероятно и то, что промежуточные скорости в некоторых областях обусловлены присутствием физической смеси мантийного и корового материала³. Примером может служить залегающее на верхних уровнях альпийской коры тело «Ивреа» — предположительно обширная ультраосновная интрузия, сопровождаемая большой положительной аномалией силы тяжести.

Мы уже отмечали⁴ относительно широкое распространение в нижней коре орогенических областей слоев со скоростями от 7,2 до 7,8 км/с и сравнительную редкость их в стабильных континентальных областях, особенно под щитами. Однако не следует думать, что слои с промежуточными скоростями под щитами полностью от-

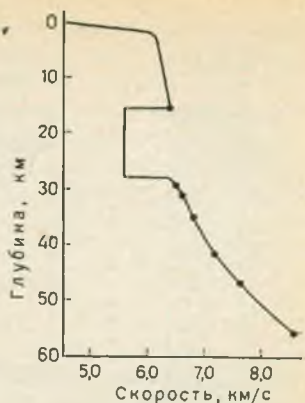


Рис. 2-5. Распределение скоростей продольных (V_p) волн в зависимости от глубины в Альпах и в р-не Лаго-Лагорно.

По Гизе [1968]

¹ Clark [1961]; Lee, Uyeda [1965].

² Giese [1968].

³ Cook [1962].

⁴ Drake, Nafe [1968].

Нереверсированное решение
5,3 км/с

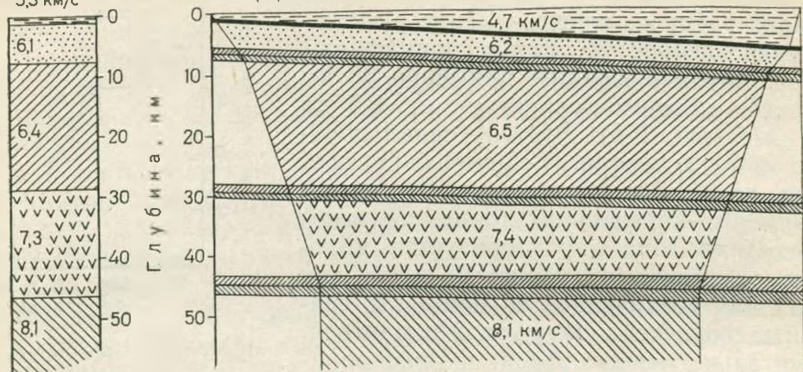


Рис. 2-6. Модель коры для бассейна р. Миссисиппи, южная часть США. Густая штриховка — достоверность 95%. Вертикальное превышение 4:1. По Мак-Кэми и Мейеру [1966]

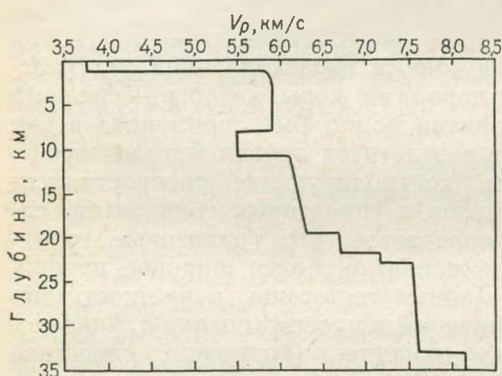


Рис. 2-7. Зависимость скоростей продольных сейсмических волн (V_p) от глубины для центральной части ФРГ.

По Фуксу и Лэндисману [1966]

центральной ФРГ³ показаны на рис. 2-6 и 2-7. Отметим, что раздел Мохоровичича четко отражен на этих профилях либо как раздел, либо как узкая область с очень высоким градиентом скоростей. Однако увеличение скоростей здесь связано, скорее, с переходом от верхней коры к нижней (раздел Конрада), чем с переходом нижняя кора — мантия (раздел Мохоровичича). Мы уже говорили о слоях с повышенными скоростями сейсмических волн нижней коры в

сутствуют. Слой со скоростью 7,24 км/с обнаружен в юго-западной части Западно - Австралийского щита¹. Существуют также обширные континентальные области, которые невозможно строго классифицировать как орогенные или как стабильные — по степени развития они обычно являются промежуточными. Им присущи слои нижней коры со скоростями продольных волн 7,0—7,6 км/с. Два таких профиля в южной части США² и

¹ Everingham [1967].

² McCamy, Meyer [1966].

³ Fuchs, Landisman [1966].

орогенических областях. Аналогичные объяснения, вероятно, применимы и к континентальным регионам, которые могут рассматриваться как достигнувшие промежуточного состояния развития коры, т. е. они, вероятно, характеризуются основными породами в гранат-гранулитовой фации¹ или средними породами в эклогитовой фации. Высокие скорости прохождения волн, показанные на рис. 2-6, очевидно, связаны с превышающей средние значения плотностью коры, что в свою очередь объясняет, исходя из соображений изостазии, аномальную мощность коры при небольшом превышении ее над уровнем моря².

2-3. ОКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА

Океанические бассейны. Структуру коры в глубоких океанических бассейнах (глубина воды >4 км) рассмотрели Хилл [1957] и Райт [1963]. Была установлена ее отчетливая однородность, характерная для всех океанических бассейнов (табл. 2-5).

Таблица 2-5
Скорость продольных сейсмических волн и мощность слоевокеанической коры со стандартными отклонениями, по Хиллу [1957] и Рейту [1963]

Слой	Скорость, км/с	Мощность, км
Морская вода	1,5	4,5
1	2	0,45
2	5,07±0,63	1,71±0,75
3	6,69±0,28	4,86±1,42
4	8,13±0,24	—

Известно, что слой 1 сложен неконсолидированными осадками. Его структура тщательно изучена в последние годы профилированием МОВ³ и совсем недавно — бурением. Важные результаты исследований, однако, выходят за рамки данной книги.

Слой 2, как полагают, состоит главным образом из неконсолидированных базальтовых лав, обладающих значительной остаточной пористостью. Его нижняя часть может содержать массу даек основного состава. В пользу этого свидетельствует следующее: 1) слой является более мощным вблизи некоторых групп тихоокеанских островов и подводных гор, видимо, вулканического происхождения⁴; 2) в районах, где слой 2, как полагают, обнажен, при драгировании были получены образцы пород основного состава⁵; 3) величины и градиенты морских магнитных аномалий указывают

¹ Ito, Kennedy [1971].

² Woollard [166, 1968].

³ J. Ewing, M. Ewing [1967]; J. Ewing et al. [1968].

⁴ Raitt [1957].

⁵ Talwani et al. [1965].

на то, что их источники должны находиться в слое 2, при этом намагниченность соответствует намагниченности (окисленных) базальтовых пород¹; 4) прямое бурение на предполагаемую поверхность слоя 2 во время осуществления проекта «Джондес» подтвердило наличие базальтовых пород.

Слой 3 — основной слой коры. Он повсеместно присутствует в глубоких океанических бассейнах и характеризуется сравнительно однородными сейсмическими скоростями и мощностями (см. табл. 2-5). Принято считать, что слой 3 залегает непосредственно на мантии (средняя скорость сейсмических волн 8,1 км/с). Однако это заключение, возможно, нуждается в уточнении².

Независимо от наличия в океанической коре слоя и повышение скоростей сейсмических волн от нижней коры до верхней мантии происходит в очень сжатом диапазоне глубин. Исследования³ показали, что этот переход осуществляется в интервале глубин не более 1 км. Хейлз и Нейши [1966] четко зарегистрировали отраженные преломления волн от раздела Мохоровичича в океанах. Это требует принятия еще более узкого интервала перехода между корой и мантией, возможно, порядка 0,2 км. Юннг и Хоуц [1969] недавно зарегистрировали прямые отражения от раздела Мохоровичича; следовательно, он может быть еще более резким.

Природу слоя 3 могут, как предполагают, объяснить две основные гипотезы. Хесс⁴ пришел к заключению, что этот слой состоит из серпентинизированного перидотита, тогда как другие исследователи⁵ принимали для этого слоя основной состав.

Хесс выдвинул следующие аргументы в пользу серпентинитовой гипотезы: 1) смесь 60—70% серпентинитов и 30—40% перидотитов отвечает наблюдаемым в слое 3 сейсмическим скоростям (6,7 км/с); 2) предполагаемая распространенность перидотитов как основного компонента верхней мантии и результаты драгирования образцов серпентинизированного перидотита со сбросовых уступов на дне океана, где, возможно, обнажается слой 3; 3) интерпретация величин и градиентов морских магнитных аномалий показывает, что основной источник находится в слое 2 и что слой 3 намагничен меньше⁶ — с этой моделью⁷ хорошо согласуется относительно слабая намагниченность некоторых серпентинитов; 4) серпентинитовая кора могла образоваться из мантии в процессе гидратации мантийных перидотитов при их подъеме под срединно-океаническими хребтами, когда температура падает ниже

¹ Bullard, Mason [1963]; Vine, Wilson [1965]; Talwani et al. [1971].

² Детальное профилирование методом пневматической пушки и сонобуя, произведенное Саттоном, Мейнардом и Хассогом [1971], показало присутствие в глубинных океанических впадинах, между слоем 3 и мантией, промежуточного слоя. Он обладает средней скоростью прохождения волн 7,4 км/с и средней мощностью 3 км. В нормальных пересечениях МПВ он обычно маскируется.

³ Helmbreger, Morris [1969].

⁴ Hess [1962, 1964, 1965].

⁵ Hill [1957]. Oxburgh, Turatte [1968].

⁶ Vine, Wilson [1965]; Pitman et al. [1968], Vine [1966].

⁷ Однако это не соответствует новейшим измерениям [Fox, Opdyke, 1973].

500° С. Затем серпентин выводился мигрирующей литосферой на поверхность, а раздел Мохоровичича представлял собой «ископаемую изотерму» для реакции перидотит — серпентинит. По достижении океанического желоба и погружении в мантию серпентинитовая кора дегидратировалась до перидотита. В соответствии с моделью Хесса, слой 2 считается базальтовым.

Гипотеза серпентинитовой коры, по-видимому, обладает некоторыми привлекательными аспектами, но она сталкивается с серьезными противоречиями.

1. Хотя скорости продольных (P) волн в слое 3 могут быть увязаны со скоростями, характерными для смеси серпентинита и перидотита, однако соответствующие скорости поперечных (S) волн для серпентинизированных перидотитов значительно отличаются от скоростей, наблюдаемых в океанической коре. Это вызвано необычно высоким значением коэффициента Пуассона для серпентина по сравнению с оливином и пироксеном (табл. 2-6).

Таблица 2-6

Средние скорости сейсмических волн при давлении 10 кбар для агрегатов оливина, пироксена и серпентина, по Христенсену [1966]

	v_p	v_s	v_p/v_s	σ
Оливин	8,54	4,78	1,79	0,27
Пироксен	7,93	4,65	1,70	0,24
Серпентин	5,10	2,35	2,17	0,38
Океаническая кора (средн.)	6,7	3,72	1,80	0,28

Детальные исследования Христенсена [1966] показали, что средняя скорость продольных сейсмических волн в слое 3 (6,70 км/с) обеспечивается смесью серпентинитов (45%) и перидотитов (55%); последние состоят из оливина (80%) и пироксена (20%). Для этой смеси скорость P -волн должна составлять 3,50 км/с.

Скорости прохождения S -волн в слое 3 были определены в нескольких местах¹. Средняя составляет 3,7 км/с (при узком диапазоне). Среднее отношение $V_p : V_s = 1,80$ (также при узком диапазоне). $V_p = 6,70$ км/с, соответствует $V_s = 3,72$ км/с, что значительно выше 3,50 км/с, полученного для серпентинизированных перидотитов, скорости для которых 6,70 км/с. Хесс [1962] подсчитал, что степень серпентинизации в слое 3 может достигать 70%. Это увеличивает расхождение в скоростях S -волн. Отмечались и другие трудности, связанные с применением серпентинитовой гипотезы².

¹ J. Ewing, M. Ewing [1959, 1961]; Francis, Shor [1966]; Bunce, Fahlquist [1962].

² Oxburgh, Turcotte [1968]; Cann [1968].

2. Ранее уже упоминалось о характерном для слоя 3 узком диапазоне сейсмических скоростей и резкости раздела Мохоровичича в океанах. Если принять, что слой 3 состоит из частично серпентинизированных перидотитов, то трудно понять, почему степень серпентинизации должна быть одинаковой по всему этому слою¹. Степень серпентинизации природных перидотитов обычно сильно изменяется в пределах ограниченных районов. Еще труднее понять наличие резко выраженного раздела Мохоровичича.

3. В соответствии с гипотезой Хесса, вода (20%) в серпентинитах происходит из мантии. Это свидетельствует о высоком (>1%) содержании первичной воды в верхней мантии. В то же время исследования генезиса базальта (гл. 4) показывают, что первичное содержание воды в верхней мантии было намного ниже, вероятно, около 0,1%.

4. Недавние исследования² показали, что океанические серпентинизированные перидотиты обладают слишком высокими напряженностью и восприимчивостью магнитного поля для того, чтобы они могли являться важным компонентом слоя 3.

Из-за этих противоречий мы возвращаемся к альтернативной гипотезе, в соответствии с которой этот слой состоит из основных пород, отражая либо безводные базальтовые минеральные ассоциации, либо эквиваленты базальтов низкой степени метаморфизма.

Скорости сейсмических *P*-волн ($6,69 \pm 0,28$ км/с) для слоя 3 по диапазону близки к скоростям, наблюдаемым в базальтовых породах³. Скорость *S*-волн слоя 3 ($3,7 \pm 0,2$ км/с) также точно соответствует скоростям волн в базальтах. Этот факт в свете широкого распространения базальтового вулканизма на дне океана и интерпретации срединно-океанических хребтов, как мест обширного частичного плавления и проявления базальтового вулканизма, приводящего к образованию новой коры, хорошо согласуется⁴ с положением об основном составе слоя 3.

Непосредственное наблюдение за природой слоя 3 обеспечивается довольно убедительными интерпретациями некоторых офиолитовых комплексов как полных разрезов океанической коры и мантии⁵. Некоторые примеры этого описаны в разд. 3-3. Если эти интерпретации верны, то преобладающий основной состав слоя 3 можно считать доказанным.

Установленная низкая интенсивность намагниченности пород⁶ не противоречит предполагаемой мафической природе слоя 3. Более медленное охлаждение основных пород в слое 3, вероятно, могло привести к образованию долеритов и габбро с более круп-

¹ Oxburgh, Turcotte [1968].

² Fox, Opdyke [1973].

³ Birch [1960, 1961].

⁴ Oxburgh, Turcotte [1968].

⁵ Например, пояс ультраосновных пород Папуа [Davies, 1968; 1969], комплексы Трудос и Вурино [Moogres, Vine 1971].

⁶ Vine, Wilson [1965]; Pitman et al. [1968]; Vine [1966].

ными размерами зерен, которые обычно имеют менее интенсивную намагниченность, чем базальты. Вторая причина заключается в том, что в слое 3 базальтовые породы изменены до зеленокаменной фации¹, а метаморфизм, как показывают наблюдения, сопровождается значительным ослаблением намагниченности².

Предположив, что слой 3 первоначально сформировался за счет базальтового вулканизма на срединно-океанических хребтах и учитывая данные гл. 1, следовало бы считать, что при охлаждении океанической коры в сухих условиях до нормальных температур базальтовая минеральная ассоциация плагноклаз+пироксен не может оставаться термодинамически стабильной. Вероятно, из-за относительно короткого периода охлаждения (около 10 лет) и низких конечных температур, базальтовые породы при охлаждении не видоизменяются, а остаются в метастабильном состоянии, как и многие базальтовые породы в верхней континентальной коре (разд. 2-1). И действительно, сохранение «базальтовых» сейсмических скоростей показывает, что превращения в более плотную безводную ассоциацию не происходит.

С другой стороны, базальтовая кора, казалось бы, должна претерпевать значительные превращения под действием существенного парциального давления воды. Это легко осуществимо в условиях океана. Проблема заключается в доступе воды, который зависит от пористости и степени трещиноватости слоя. 3. Если океаническая вода поступает в слой 3 в больших количествах, базальтовые породы могут перекристаллизоваться до зеленосланцевой фации или до других водных метаморфических ассоциаций в зависимости от последующих *P-T*-условий. Обнаружение базальтовых пород в зеленосланцевой фации, характеризующейся минеральной ассоциацией альбит+эпидот+хлорит+актинолит на некоторых участках океанического дна³ дает нам твердую уверенность в том, что условия для метаморфической перекристаллизации имелись, по крайней мере, локальные. Христенсен [1970] показал, что скорости *P*-волн в metabазальтовых породах зеленосланцевой фации весьма близки к скоростям в слое 3. Средняя скорость для четырех таких metabазальтов (исключая эпидозит) была определена в 6,81 км/с.

Нахождение зеленых сланцев в морских условиях интерпретировалось как результат регионального метаморфизма или метаморфизма погребения, происходившего в океанической коре на значительных глубинах. Впоследствии породы были выведены на поверхность в результате сбросообразования⁴. Однако другие наблюдения указывают на развитие зеленосланцевого метаморфизма вдоль жил и разломов в нормальных базальтовых породах, значит, он может быть вызван действием гидротермальных растворов и иметь ограниченное распространение. При драгировании на

¹ Vine, Wilson [1965]; Matthews et al. [1965]; Lugendyk, Melson [1967].

² Fox, Opdyke [1973].

³ Matthews et al. [1965]; Melson, Andel [1966]; Cann, Vine [1967]; Melson et al. [1968].

⁴ Miyashiro et al. [1971].

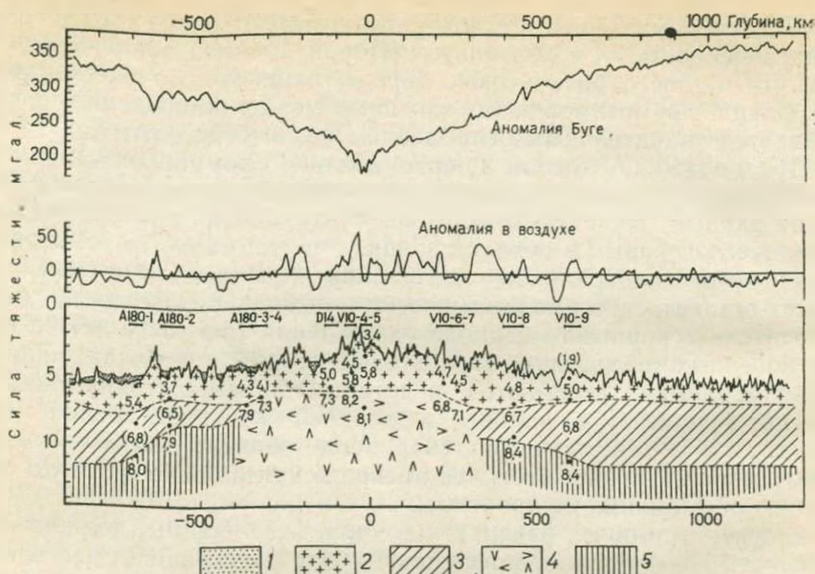


Рис. 2-8. Аномалии силы тяжести и определенная сейсмически структура коры северной части Срединно-Атлантического хребта.

По Талвани, Ле Пишону и Юингу (1955).

1 — неконсолидированные осадки; 2 — фундамент; 3 — океанический слой; 4 — слой со скоростью сейсмических волн 7,3 км/с; 5 — мантия. Вертикальное превышение 40 : 1

океанических хребтах и в зонах разломов были обнаружены и амфиболиты, что позволило Канну [1968, 1970] предположить, что амфиболит является основным компонентом слоя 3. Характерная для амфиболитов большая скорость прохождения сейсмических волн (см. табл. 2-3) ограничивает возможные количественные пропорции этих пород¹.

Весьма вероятно, что слой 3 чрезвычайно разнороден по составу и сложен главным образом смесью безводных долеритов и габбро с мафическими зелеными сланцами и амфиболитами. Часто встречающиеся при драгировании серпентинизированные перидотиты позволяют предполагать, что эта порода также является важным и широко распространенным компонентом². Хотя серпентиниты не считаются основным компонентом коры, тем не менее они играют большую роль в качестве носителя воды в мантию в зонах субдукции (см. гл. 7 и 8).

Срединно-океанические хребты. Срединно-океанические хребты — одна из основных геологических провинций в океанах. На рис. 2-8 и 2-9 изображена предполагаемая структура коры Срединно-Атлантического хребта³. Аномалия в воздухе показывает, что

¹ Однако недавно открытый промежуточный слой океанической коры (7,4 км/с) также может состоять из амфиболита.

² Cann [1968]; Melson, Thompson [1971].

³ J. Ewing, M. Ewing [1959]; Talwani et al. [1965].

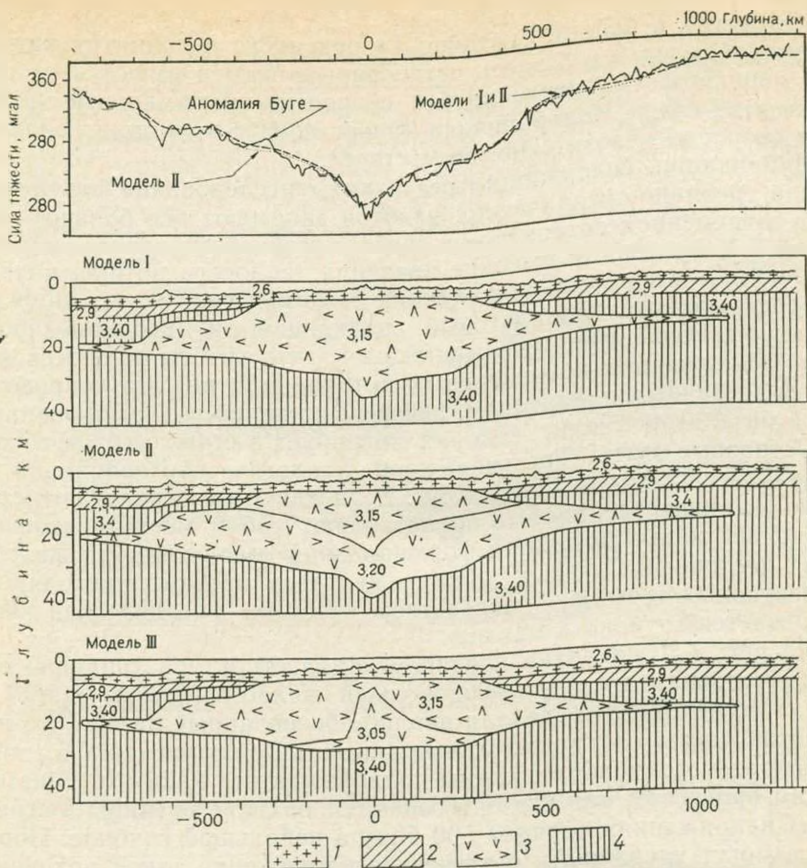


Рис. 2-9. Три возможные модели коры северной части Срединно-Атлантического хребта, отвечающие требованиям аномалий силы тяжести и находящиеся в соответствии с сейсмическими данными рис. 2-8.

По Талвани, Ле Пишону и Юнгу [1965].

1 — фундамент; 2 — океанический слой; 3 — измененная мантия; 4 — мантия. Вертикальное превышение 10:1

хребет в общем находится в изостатическом равновесии, а отрицательная аномалия Буге свидетельствует о наличии существенного дефицита массы под осевой зоной и несколько меньшего на склонах. Сейсмический разрез указывает на отсутствие осадочного слоя 1. Базальтовые породы со скоростями, характерными для слоя 2, выходят на поверхность; скорость с глубиной повышается незакономерно. Слой 2 толще нормального, тогда как слой 3 тоньше и, по-видимому, постепенно переходит в мантию, которая характеризуется аномально низкими скоростями. Раздел Мохорoviича плохо определим и во многих регионах, возможно, отсутствует. «Мантийные» скорости ($>7,9$ км/с) в некоторых местах позволяют предположить ее гетерогенную и сложную структуру.

Структура в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия кажется проще¹: слои 2 и 3 здесь четко определимы и имеют нормальную мощность. Под осью хребта скорости субнормальные (7,3—7,7 км/с). Раздел Моховичича (узкая зона с высокими градиентами скоростей), возможно, отсутствует.

Публикации, содержащие результаты исследования структуры и роли срединно-океанических хребтов занимают все большее место в современной литературе в связи с теорией спрединга морского дна². Характерные высокие значения теплового потока, низкие плотности и скорости прохождения сейсмических волн, широко распространенный базальтовый вулканизм и неоднородность структуры, несомненно, указывают на то, что хребты являются местами восхождения конвективных потоков мантии; это сопровождается частичным плавлением, дифференциацией и формированием новой базальтовой коры, которая мигрирует в стороны от хребтов.

Островные дуги. Третья важная геологическая провинция в океанах — системы островных дуг. Если, как это предполагают, срединно-океанические хребты представляют собой места восхождения конвективных потоков и формирования новой коры, то желоба перед островными дугами должны являться местами нисходящих конвективных течений, посредством которых океаническая кора погружается глубоко в мантию.

На рис. 2-10 показана предполагаемая структура типичной системы островной дуга — глубоководный желоб³. Морган [1965] и другие исследователи сделали вполне обоснованный вывод, что недостаток массы и отрицательные аномалии силы тяжести в зоне глубоководного желоба должны поддерживаться каким-то динамическим процессом, так как они означают наличие разницы в стрессовых напряжениях порядка 500 бар на небольшой глубине. Породы не могут удерживать статические напряжения такой величины длительное время. Сейчас считают, что этот динамический процесс — результат погружения литосферы (тектоферы) в мантию вследствие ее более высокой плотности. Морган показал, что более высокая плотность погружающейся литосферы может обуславливать имеющее место в островных дугах положительные аномалии силы тяжести и избыток массы⁴.

Погружение литосферы сопровождается землетрясениями в так называемых зонах Беньофа, распространяющихся вниз до глубин около 700 км. Оливер и Изакс [1970] считают, что эта зона характеризуется необычно низким затуханием сейсмических волн и, следовательно, она намного холоднее окружающей мантии. Имеются также доказательства, что скорости прохождения сейсмических волн вдоль этих зон выше обычных⁵.

¹ Talwani et al. [1965, 1971].

² Le Pichon [1968]; Morgan [1968]; Isacks et al. [1968]; Oxburgh, Turcotte [1968].

³ Talwani et al. [1959].

⁴ Hatherton [1969]; Elsasser [1967].

⁵ Cleary [1967]; Oliver, Isacks [1967]; Mitronovas, Isacks [1971].

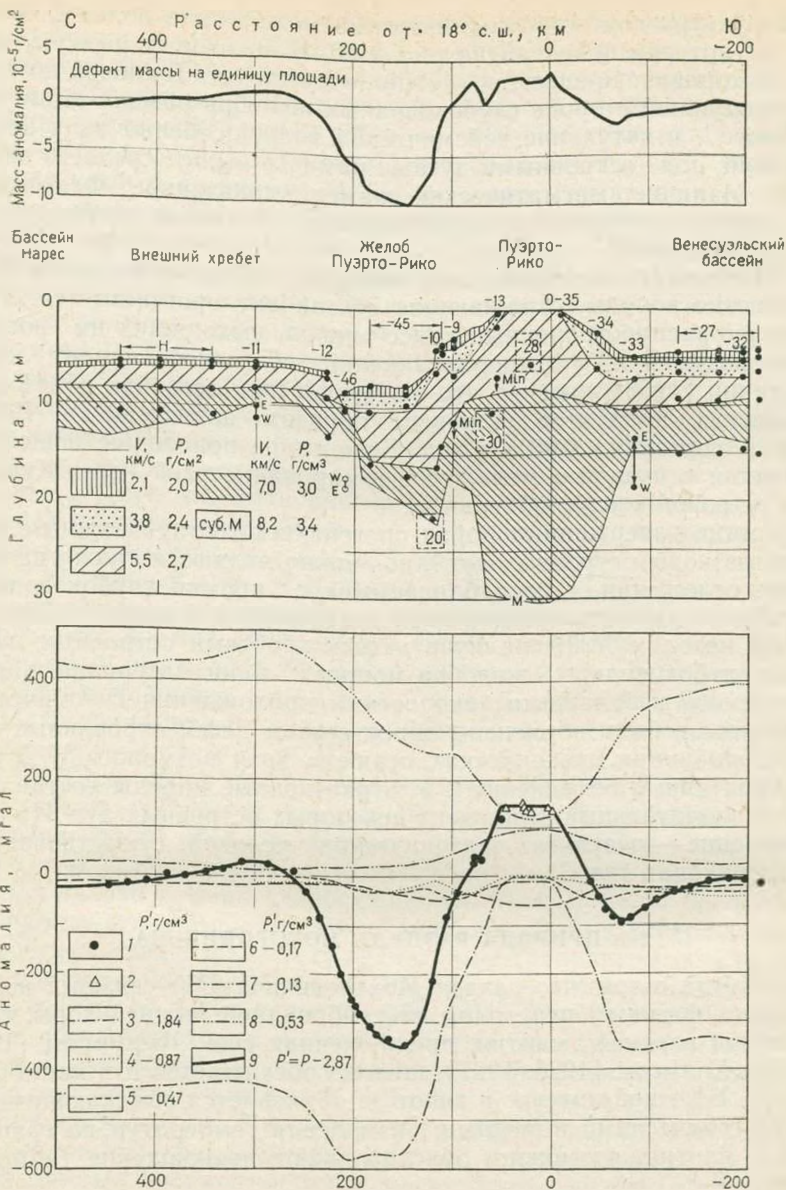


Рис. 2-10. Разрез коры через желоб Пуэрто-Рико, построенный на основании сейсмических данных (МПВ) и гравиметрии.

1 — аномалия в воздухе; 2 — аномалии Буге; 3 — вода; 4 — неконсолидированные осадки; 5 — консолидированные осадки; 6 — низкоскоростной фундамент; 7 — высокоскоростной фундамент; 8 — суб М (до 32 км); 9 — общая аномалия в воздухе. Точки на среднем рисунке получены на основании сейсмических данных (МПВ), а положение раздела Мохоровичича — на основании гравиметрических данных таким образом, что расчетная аномалия в воздухе соответствует наблюдаемым значениям (внизу). Кривая масс-аномалии (вверху) получена из разреза коры.

По Талвани, Саттону и Ворцелю [1959]

Структура под островными дугами может быть более сложной, чем та, которая показана на рис. 2-10. В некоторых регионах раздел Мохоровичича здесь, возможно, отсутствует. Тепловой поток на островодужной стороне глубоководных желобов обычно выше нормального¹, и затухание сейсмических волн, особенно волн землетрясений, под островными дугами намного выше среднего значения². Наличие магматических камер, доказанное Федотовым, согласуется с широко распространенным во многих островных дугах вулканизмом.

Состав коры островных дуг, вероятно, очень неоднороден. Вулканические породы, отражающие обстановку орогенеза (гл. 7), — наиболее распространенный класс пород, выходящих на поверхность; возможно, это преобладающий составной элемент коры. Мархинин [1968] показал, что на Курильских островах объем вулканических продуктов (главным образом андезиты) в 1930—1963 гг. составлял 0,08 км³/год. Если такое положение вещей сохраняется с позднего мела, то формирование всей коры Курильских островов вполне объяснимо.

Помимо изверженных пород орогенического типа важным компонентом коры островных дуг³, возможно являются также палеогенические отложения, «соскабливаемые» с кромки глубоководного желоба, когда океаническая кора погружается в мантию. Определенное методом МПВ наличие между хребтами островных дуг и осями глубоководных желобов мощных толщ матернала, характеризуемого небольшими скоростями прохождения сейсмических волн, может быть объяснено присутствием деформированных при «соскабливании» океанических осадков, хотя возможны и другие альтернативные объяснения⁴. Ультраосновные породы составляют другой значительный компонент некоторых островных дуг. Их происхождение — результат тектонических условий, существовавших в этих районах (гл. 3).

2.4. ПРИРОДА РАЗДЕЛА МОХОРОВИЧИЧА

Гипотеза о том, что раздел Мохоровичича (М) связан с изохимическим фазовым переходом от габброидной нижней коры к экологитовой верхней мантии, предложенная еще Фермором [1913, 1914] и Холмсом [1926, 1927], широко обсуждается и в настоящее время⁵. Большой интерес к гипотезе объясняется вытекающими из нее тектоническими выводами: изменения температур на границе кора — мантия, возможно, обуславливают превращение габбро в

¹ Uyeda, Vacquier [1965].

² Oliver, Isacks [1967]; Fedotov [1968].

³ Oxburgh, Turcotte [1970].

⁴ J. Ewing et al. [1968].

⁵ Birch [1952]; Sumner [1954]; Kennedy [1956, 1959]; Lovering [1958]; Harris, Rowell [1960]; McDonald, Ness [1960]; Bullard, Griggs [1961]; Yoder, Tilley [1962]; Broecker [1962]; Wyllie [1963]; Stishov [1963]; O'Connell, Wasserburg [1967]; Ringwood, D. Green [1964, 1966]; T. Green [1967]; Cohen, Ito, Kennedy [1967]; Ito, Kennedy [1968, 1970, 1971]; Wyllie [1971].

эклогит (или наоборот), что сопровождается большими изменениями объема пород и поднятием или опусканием коры.

Гипотеза фазовых превращений была изучена с помощью детальных экспериментов по переходу габбро — эклогит, проведенных Рингвудом и Д. Грином [1966 а], которые показали, что раздел М в стабильных континентальных областях и под глубокими океаническими бассейнами не может быть связан с переходом габбро — эклогит. Поэтому был сделан вывод, что он связан с изменением химического состава при переходе от средних — основных пород нижней коры к ультраосновной (перидотитовой) мантии. Эти авторы, однако, указали, что в некоторых тектонически активных областях, где раздел М часто обозначен не ясно, может иметь место и фазовый переход, и переходные гранатовые гранулиты, возможно, широко распространены в нижней коре.

Гипотеза, в соответствии с которой эклогит является основным компонентом верхней мантии, а раздел М может быть связан с фазовым переходом, недавно вновь обновлена двумя открытиями. Во-первых, Пресс на основании инверсии данных о свободных колебаниях пришел к заключению, что плотность пород верхней мантии больших регионов ближе к плотности эклогита, чем перидотита. Во-вторых, Ито и Кеннеди [1970, 1971] получили новые экспериментальные данные по превращению габбро — эклогит, которое, как они полагают, происходит с перерывом, в два этапа. Они заявили, что раздел М связан со вторым этапом перехода от гранатового гранулита к эклогиту. Таким образом, этот вопрос несколько запутывается и, по-видимому, нуждается в дальнейшем обсуждении.

В гл. 3 дан обзор результатов изучения состава самой верхней части мантии. Считается, что она состоит преимущественно из перидотитов; таким образом, данные Пресса о большой распространенности эклогита являются сомнительными. Экспериментальные результаты Ито и Кеннеди обсуждались в гл. 1. Свою более раннюю работу эти авторы признали ошибочной, и их утверждение о плотностном «разделе» между гранатовым гранулитом и эклогитовыми полями в базальте (обр. NM5) оказалось неверным. В то же время последние результаты по обр. NM5 Ито и Кеннеди полностью согласуются с экспериментальным исследованием Рингвуда и Д. Грина [1966 а] о превращении габбро в эклогит. Следовательно, аргументы Рингвуда и Т. Грина о природе раздела М все еще остаются в силе. Ввиду интереса, проявленного в последнее время к гипотезе фазовых превращений, и связанной с этим полемикой данные аргументы будут рассмотрены ниже. Они — хороший пример того, каким образом данные экспериментальной петрологии удается приложить к некоторым фундаментальным геолого-геофизическим проблемам.

Распределение скоростей сейсмических волн в земной коре. Основное достоинство гипотезы фазовых изменений — ее способность объяснить распределение скоростей сейсмических волн в земной коре. Как уже упоминалось, они широко варьируют в региональ-

ном плане. Вначале мы остановимся на стабильных континентальных областях, где раздел М, по-видимому, выражен наиболее четко. Но даже в таких областях переход от нижней коры к мантии значительно варьирует от места к месту. Для некоторых районов получены данные о вертикальных отражениях от раздела М¹; они указывают на резкое возрастание скоростей в интервале мощностей около 0,3 км. Наблюдаемые в других районах широкоугольные отражения волн² и их преломления³, характеризующиеся большими амплитудами, указывают на наличие высоких градиентов скоростей на разделе М. К аналогичным выводам пришли многие исследователи⁴, используя другие методы. Даже для тех районов, где специализированные исследования не проводились, сейсмологи обычно считают, что увеличение скоростей от 7 км/с в нижней коре примерно до 8 км/с в верхней мантии происходит в ограниченном интервале глубин, возможно, менее 5, или даже 1 км. Допустимый диапазон зависимости скорость: глубина, полученный Туве и др. для района Мэриленд (рис. 2-11), вероятно, верен и для многих стабильных континентальных областей.

Важно определить, согласуются ли эксперименты по фазовым переходам с построенными профилями скоростей кора — мантия. Результаты опытов, проводившихся при температуре 1100°С (см. рис. 1-1), показали, что в большинстве базальтовых составов переход габбро — эклотит осуществляется через переходную зону гранатового гранулита, которая охватывает интервал давлений от 4 до 15 кбар (что эквивалентно интервалам глубин приблизительно от 15 до 50 км)⁵. Было отмечено, что основные минеральные превращения (т. е. появление граната и исчезновение плагиоклаза) распространены почти равномерно по всей зоне перехода.

Изменения физических свойств также должны происходить примерно одинаково по всей этой зоне⁶ (см. рис. 1-7 и 1-8).

Большая часть экспериментальных данных получена при температурах около 1100°С, тогда как температуры на разделе М континентов составляют, вероятнее всего, 400—700°С. Ширина зоны перехода при более низких температурах несколько меньше (см. рис. 1-6). Однако это компенсируется тем, что границы поля перехода и температурные градиенты в Земле в общем близки, поэтому геотермы пересекают границы поля гранатового гранулита под малыми углами, а это значительно увеличивает эффективную ширину зоны перехода (рис. 2-12). Рингвуд и Д. Грин [1966 а], показали, что переход габбро — эклотит не может обеспечить величи-

¹ Dix [1965]; Liebscher [1964]; Clowes et al. [1968].

² Hill, Pakiser [1966]; O'Brien [1968].

³ Tatel, Tuve [1955].

⁴ Nakamura, Howell [1964]; Phinney [1964]; Tuve et al. [1954]; Clowes, Kanasevich [1970].

⁵ Сильно недонасыщенные породы, бедные щелочами, частично исключаются из этого обобщения (напр. рис. 11, б) и рассматриваются отдельно.

⁶ Отклонение наблюдается в зависимости P — p обр. NM5, но оно недостаточно ярко выражено, чтобы изменить основной вывод.

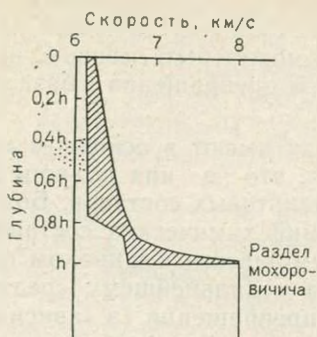


Рис. 2-11. Допустимый диапазон (заштрихован) зависимости скоростей сейсмических волн от глубины для р-на Мэриленд, США.

По Туве, Тателю и Харту [1954]



Рис. 2-12. Диаграмма пересечения геотермы с границами устойчивости габброгранатового гранулита—эклогита, иллюстрирующая увеличение эффективной ширины перехода, вызванное косым пересечением геотермы фазовыми границами

ну градиентов скоростей, имеющую место, как считают сейсмологи, на разделе М во многих континентальных областях.

Зависимость между температурой на разделе Мохоровичича и мощностью коры. Геотермические данные показывают, что на глубине 40 км в провинциях с разным тепловым потоком температуры отличаются более чем на 200°C . Эти различия не связаны систематически с глубиной до раздела М¹. Если раздел М отражает фазовые изменения, значит давления, при которых они происходят, должны быть относительно нечувствительными к температурам при градиенте менее $5 \text{ бар}/^{\circ}\text{C}$. Однако экспериментальные данные (разд. 1-2) дают градиент около $20 \text{ бар}/^{\circ}\text{C}$. Это значение даже при учете ошибок экспериментов не увязывается с гипотезой фазовых изменений. При таком градиенте изменения в толщине коры в провинциях с разным тепловым потоком должны быть намного больше наблюдаемых в действительности. Как показал Пакисер [1963, 1965], для объяснения природы раздела М в провинциях Бассейнов и Хребтов и Великих Равнин (США) за счет фазовых превращений необходимо предположить высокое отрицательное значение $dP : dT$, учитывая наличие в первой из провинций тонкой коры в сочетании с высокими приповерхностными температурами, а во второй — толстой коры и низких температур. Такой градиент прямо противоположен градиенту, наблюдаемому при переходе габбро — эклогит.

Влияние изменений химического состава на параметры перехода. Давления, требующиеся для стабилизации эклогита в разных

¹ Bullard, Guggs [1961]; Ringwood, D. Green [1966a].

базальтовых породах, значительно варьирующих по химическому составу (см. табл. 1-1), различаются, как было установлено, почти на 12 кбар (см. рис. 1-1). На разделе М соответствующий диапазон давлений при средней температуре может быть меньше, но, вероятно, не намного, поскольку градиенты превращения в базальтах, видимо, почти одинаковы.

Если нижняя кора и верхняя мантия имеют в основном мафический состав, разумно предположить, что в них должны быть представлены все обычные классы базальтовых составов. Большое влияние даже незначительных изменений химических составов на переходные давления должно было бы привести к широким флюктуациям в глубине до раздела М или к дальнейшему «размыванию» распределения скоростей в зоне превращения (в зависимости от масштаба распространения базальтовых составов). Это затруднило бы интерпретацию мощной коры в стабильных континентальных областях как сравнительно однородной и не позволило бы понять природу распределения скоростей сейсмических волн в земной коре (см. рис. 2-1).

Устойчивость габбро в нижней коре. Большинство положений гипотезы о том, что раздел М обусловлен превращением габбро в эклогит исходит из того, что нижняя кора состоит из габбро. Однако было уже показано, что породы габбрового состава в *P-T*-условиях, существующих в нижней коре, не устойчивы. Устойчивая минеральная ассоциация должна быть представлена эклогитом или гранатовым гранулитом, так что версию гипотезы о фазовом переходе можно сразу же отвергнуть.

Ито и Кеннеди [1970] вновь попытались возродить гипотезу фазовых превращений, высказав предположение, что нижняя кора состоит из гранатового гранулита, а раздел М связан с резким переходом от гранатового гранулита к эклогиту.

К сожалению, экспериментальные данные свидетельствуют, что переход между гранатовым гранулитом и эклогитом также «размазывается» в широком интервале давлений, выражающемся в нескольких килобарах, а окончательное исчезновение плагноклаза отнюдь не связано с каким-то разделом (см. рис. 1-1, 1-3, 1-7, 1-8). Более того, скорости прохождения сейсмических волн для высокометаморфизованных гранатовых гранулитов ($V_p \sim 7,5-8,0$ км/с), как правило, не характерны для нижней коры большинства континентальных областей.

Устойчивость низкощелочных оливиновых толеитов. Поле гранатового гранулита является относительно узким (3 кбар), и переход к бесплагноклазовой эклогитовой ассоциации происходит при сравнительно низких давлениях (см. рис. 1-1). Однако в породах этого состава объяснить природу раздела М в рамках фазовых превращений невозможно, поскольку вследствие низких давлений, требующихся для возникновения эклогитовой ассоциации, эти составы должны были бы выступать в обычной континентальной коре как эклогиты (см. раздел 1-3).

Заключение. Приведенные выше данные, рассмотренные в совокупности, приводят к твердому заключению, что раздел М под стабильными континентальными областями не связан с изохимическим фазовым переходом габбро — эклогит или гранатовый гранулит — эклогит. Поэтому необходимо принять альтернативное объяснение, заключающееся в том, что раздел М отражает изменения в химическом составе (его свойства и происхождение рассматриваются ниже).

Этот вывод, однако, не вполне применим к некоторым орогеническим областям, где верхняя кора отделена от мантии мощными слоями, обладающими скоростями *P*-волн 7 и 8 км/с. В некоторых районах, например на отдельных участках Альп¹, присутствие четко выраженного раздела Мохоровичича сомнительно, а сейсмические данные свидетельствуют о непрерывном переходе скоростей без наличия раздела. В таких районах значительную роль², возможно, играет превращение габбро в эклогит.

Выше была показана природа раздела М на континентах, а не в океанах именно из-за меньшей величины экстраполяции, требующейся от экспериментальных результатов. Большинство защитников гипотезы, в соответствии с которой раздел М связан с переходом габбро — эклогит, считали, что эта гипотеза более применима к субконтинентальному, чем к субокеаническому разделу М³. В свете приведенных выше аргументов о том, что на континентах раздел М вообще не связан с фазовыми изменениями, теряет свою привлекательность и предположение об изохимических фазовых изменениях на разделе М в океанах. Основные возражения против гипотезы фазовых изменений для раздела М в океанах аналогичны тем, которые выдвигались для субконтинентальных условий. Проблема интервала перехода является наиболее серьезной, поскольку увеличение скорости прохождения сейсмических волн между нижней корой и верхней мантией протекает в интервале около 1 км (что эквивалентно давлению 0,25 кбар). В некоторых областях интервал перехода, вероятно, меньше 0,2 км (0,05 кбар). Даже допуская, что минеральные ассоциации, участвующие в габбро-«эклогитовом» превращении в *P-T*-условиях океанического раздела М, значительно отличаются от тех, которые исследовались экспериментально, возможность объяснения резкой выраженности океанического раздела М при помощи изохимических фазовых превращений представляется крайне маловероятной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Birch F. (1952). Elasticity and constitution of the earth's interior. *J. Geophys. Res.* 57, 227—286.

Birch F. (1958). Interpretation of the seismic structure of the crust in the light of experimental studies of wave velocities in rocks. In: H. Benioff, M. Ewing,

¹ Giese [1968].

² Pakiser [1965]; Ringwood, D. Green [1966a]; Ito, Kennedy [1971].

³ Yoder, Tilley [1962]; Wyllie [1963]; Stishov [1963], Bemmelen [1964].

- B. F. Howell, and F. Press (eds.), „Contributions in Geophysics in Honour of B. Gutenberg“, pp. 158—170. Pergamon, London.
- Birch F.* (1960). The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, 1. *J. Geophys. Res.* 65, 1083—1102.
- Birch F.* (1961). The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, 2. *J. Geophys. Res.* 66, 2199—2224.
- Broecker W.* (1962). The contribution of pressure—induced phase changes to glacial rebound. *J. Geophys. Res.* 67, 4837—4842.
- Bullard E. C.*, and *D. T. Griggs* (1961). The nature of the Mohorovicic discontinuity. *Geophys. J.* 6, 118—123.
- Bullard E. C.*, and *R. G. Mason* (1963). The magnetic field over the oceans. In: M. N. Hill (ed.), „The Sea“, vol. 3, chap. 9. Interscience, a division of Wiley, New York.
- Bunce E. A.*, and *D. A. Fahlquist* (1962). Geophysical investigation of the Puerto Rico Trench and outer ridge. *J. Geophys. Res.* 67, 3955—3972.
- Cann J. R.* (1968). Geological processing at the mid—oceanic ridge crests. *Geophys. J.* 15, 331—341.
- Cann J. R.* (1970). A new model for the structure of the ocean crust. *Nature* 226, 928—930.
- Cann J. R.*, and *F. J. Vine* (1967). An area on the crest of the Carlsberg Ridge: petrology and magnetic survey. *Phil. Trans. Roy. Soc. London A259*, 198—217.
- Christensen N. I.* (1965). Compressional wave velocities in metamorphic rocks at pressures up to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.* 70, 6147—6164.
- Christensen N. I.* (1966). Elasticity of ultrabasic rocks. *J. Geophys. Res.* 71, 5921—5931.
- Christensen N. I.* (1970). Possible greenschist metamorphism of the oceanic crust. *Bull. Geol. Soc. Am.* 81, 905—908.
- Clark S. P.* (1961). Heat flow in the Austrian Alps. *Geophys. J.* 6, 55—63.
- Cleary J.* (1967). Azimuthal variation of the Longshot source term. *Earth Planet. Sci. Letters* 3, 29—37.
- Clowes R. M.*, and *E. R. Kanasevich* (1970). Seismic attenuation and the nature of reflecting horizons within the crust. *J. Geophys. Res.* 75, 6693—6705.
- Clowes R. M.*, and *E. R. Kanasevich*, and *G. L. Cumming* (1968). Deep crustal seismic reflections at near vertical incidence. *Geophysics* 33, 441—451.
- Coats R. R.* (1968). Magma type and crustal structure in the Aleutian arc. In: „Crust of the Pacific Basin“, pp. 92—109. Am. Geophys. Union, *Geophys. Monograph* 6.
- Cohen L. H.*, *K. Ito*, and *G. C. Kennedy* (1967). Melting and phase relations in an anhydrous basalt to 40 kilobars. *Am. J. Sci.* 265, 475—518.
- Cook K. L.* (1962). The problem of the crust—mantle mix: lateral inhomogeneity in the uppermost part of the earth's mantle. *Advan. Geophys.* 9, 295—360.
- Davies H. L.* (1968). Papuan ultramafic belt. *Inter. Geol. Congr.*, 23d, Prague, Rept. 1, 209—220.
- Davies H. L.* (1969). Peridotite—gabbro—basalt complex in eastern Papua: An overthrust plate of oceanic mantle and crust. Ph. D. Thesis, Stanford Univ. pp. 1—89.
- Den Tex E.* (1965). Metamorphic lineages of orogenic plutonism. *Geol. Mijnbouw* 44e, 105—132.
- Dix C. H.* (1965). Reflection seismic crustal studies. *Geophysics* 30: 1068—1084.
- Drake C. L.*, and *J. E. Nafe* (1968). The transition from ocean to continent from seismic refraction data. In: „The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area“, pp. 174—186. Am. Geophys. Union, *Geophys. Monograph* 12.
- Elsasser W. W.* (1967). Convection and stress propagation in the upper mantle. (Preprint.)
- Engel A. E. J.*, and *C. G. Engel* (1962). Progressive metamorphism and amphibolite, Northwest Adirondack Mountains, New York. In: A. E. J. Engel, H. L. James, and B. F. Leonard (eds.), „Petrologic Studies“, *Buddington Volume*, pp. 37—82, Geological Society of America, New York.

- Engel C. G., and E. J. Engel (1961). Composition of basalt cored in Mohole project. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists 45, 1799.
- Everingham I. B. (1967). The crustal structure of the south—west of Western Australia. Comm. of Australia, Bureau of Mineral Resources Record No. 1965/97.
- Ewing J., and M. Ewing (1959). Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean basins, in the Mediterranean Sea, on the mid—Atlantic Ridge and in the Norwegian Sea. Bull. Geol. Soc. Am. 70, 291—318.
- Ewing J., and M. Ewing (1961). A telemetering ocean—bottom seismograph. J. Geophys. Res. 66, 3863—3878.
- Ewing J., and M. Ewing (1967). Sediment distribution on the mid—ocean ridges with respect to spreading of the sea floor. Science 156, 1590—1592.
- Ewing J., M. Ewing, T. Aitken, and W. J. Ludwig (1968). North Pacific sediment layers measured by seismic profiling. In: „The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area“, pp. 147—173. Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph 12.
- Ewing J. and R. Houtz (1969). Mantle reflections in airgun—sonobuoy profiles. J. Geophys. Res. 74, 6706—6709.
- Fedotov S. A. (1968). On deep structure, properties of the upper mantle and volcanism of the Kuril—Kamchatka Island Arc according to seismic data. In: „The Crust and Mantle of the Pacific Area“, pp. 131—139. Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph 12.
- Fermor L. L. (1913). Preliminary note on garnet as a geological barometer and on an infra—plutonic zone in the earth's crust. Records Geol. Surv. India 43.
- Fermor L. L. (1914). The relationship of isostasy, earthquakes and vulcanicity to the earth's infra—plutonic shell. Geol. Mag. 51, 65—67.
- Fisher R. L., and R. W. Raitt (1962). Topography and structure of the Peru—Chile Trench. Deep Sea Res. 9, 423—443.
- Fox P. J., and N. D. Opdyke (1973). Geology of the oceanic crust: magnetic properties of oceanic rocks. J. Geophys. Res. 78, 5139—5154.
- Francis T. J., and G. G. Shor (1966). Seismic refraction measurements in the northwest Indian Ocean. J. Geophys. Res. 71, 427—450.
- Fuchs K., and M. Landisman (1966). Detailed crustal investigation along a northsouth section through the central part of Western Germany. In: „The Earth Beneath the Continents“, pp. 433—452. Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph 10.
- Fuchs K., St. Muller, E. Peterschmitt, J. Rothe, A. Stein, and K. Strobach (1963). Krustenstruktur der Westalpen nach refractionsseismischen Messungen. Gerlands Beitr. Geophys. 72, 149—169.
- Giese P. (1968). Versuch einer Gliederung der Erdkruste in nördlichen Alpenvorland, in den Ostalpen und in Teilen der Westalpen mit Hilfe charakteristischer Refraktions—Laufzeit—Kurven sowie eine geologische Deutung. „Geophysikalische Abhandlungen“ vol. 1 (2) pp. 1—201. Inst. Meteor. Geophysik, Frei. Univ. Berlin.
- Green D. H., and I. B. Lambert (1965). Experimental crystallization of anhydrous granite at high pressures and temperatures. J. Geophys. Res. 70, 5259—5268.
- Green D. H., and A. E. Ringwood (1967). An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. Geochim. Cosmochim. Acta 31, 767—833.
- Green T. H. (1967). An experimental investigation of sub-solidus assemblages formed at high pressure in high—alumina basalt, kyanite eclogite and grosspydite compositions. Contr. Mineral. Petrol. 16, 84—114.
- Green T. H. (1970). High pressure experimental studies on the mineralogical composition of the lower crust. Phys. Earth Planet. Interiors 3, 441—450.
- Green T. H., and A. E. Ringwood (1968). Genesis of the calc—alkaline igneous rock suite. Contr. Mineral. Petrol. 18, 105—162.
- Grout F. F. (1938). Petrographic and chemical data on the Canadian shield. J. Geol. 46, 486—504.
- Gutenberg B. (1955). Wave velocities in the earth's crust. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 62, 19—34.
- Gutenberg B. (1959a). „Physics of the Earth's Interior“. [International Geophysics Series, vol. 1, J. V. Mieghem (ed.)] Academic, New York. 240 pp.

- Gutenberg B.* (1959b). The asthenosphere low-velocity layer. *Ann. Geophys.* Rome 12, 439—460.
- Hales A. L.*, and *J. B. Nation* (1966). Reflections at the M discontinuity and the origin of microseisms. In: „The Earth Beneath the Continents“, pp. 529—537. Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph 10.
- Harris P. G.*, and *J. A. Rowell* (1960). Some geochemical aspects of the Mohorovicic discontinuity. *J. Geophys. Res.* 65, 2443—2459.
- Hatherton T.* (1969). Gravity and seismicity of asymmetric active regions. *Nature* 221, 353—355.
- Heier K. S.* (1965a). Metamorphism and the chemical differentiation of the crust. *Geol. Fören. Stöckh. Förhandl.* 87, 249—256.
- Heier K. S.* (1965b). Radioactive elements in the continental crust. *Nature* 208, 479—480.
- Heier K. S.*, and *J. Adam* (1965). Concentration of radioactive elements in deep crustal material. *Geochim. Cosmochim. Acta* 29, 53—61.
- Helmberger D. V.*, and *G. B. Morris* (1969). A travel time and amplitude interpretation of a marine refraction profile: Primary waves. *J. Geophys. Res.* 74, 483—494.
- Hess H. H.* (1962). History of ocean basins. In: A. E. J. Engel, H. L. James, and B. F. Leonard (eds.), „Petrologic Studies“, Buddington Volume, pp. 599—620. Geological Society of America, New York.
- Hess H. H.* (1964). The oceanic crust, the upper mantle and the Mayaguez serpentinised peridotite. In: C. A. Burk (ed.) „A Study of Serpentine“, pp. 169—175. Nat. Acad. Sci—Nat. Res. Coun. Publ.
- Hess H. H.* (1965). Mid-oceanic ridges and tectonics of sea floor. In: W. F. Whitford and R. Bradshaw (eds.), „Submarine Geology and Geophysics“, pp. 317—332. Butterworth, London. 464 pp.
- Hill D. P.*, and *L. C. Pakisher* (1966). Crustal structure beneath the Nevada Test Site, and Boise, Idaho, from seismic refraction measurements. In: „The Earth Beneath the Continents“, pp. 391—419. Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph 10.
- Hill M. N.* (1957). Recent exploration of the ocean floor. In: L. Ahrens, F. Press, K. Rankama, and S. K. Runcorn (eds.), „Physics and Chemistry of the Earth“, vol. 2, pp. 129—163, Pergamon, London.
- Holmes A.* (1926a). Contributions to the theory of magmatic cycles. *Geol. Mag.* 63, 306—329.
- Holmes A.* (1926b). Structure of the continents. *Nature* 118, 586—587.
- Holmes A.* (1927). Some problems of physical geology and the earth's thermal history. *Geol. Mag.* 64, 263—278.
- Hyndman R. D.*, *I. B. Lambert*, *K. S. Heier*, *J. C. Jaeger*, and *A. E. Ringwood* (1968). Heat flow and surface radioactivity measurements in the Precambrian shield of Western Australia. *Phys. Earth Planet. Interiors* 1, 129—135.
- Isacks B.*, *J. Oliver*, and *L. R. Sykes* (1968). Seismology and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.* 73, 5855—5899.
- Ito K.*, and *G. C. Kennedy* (1968). Melting and phase relations in the plane, tholeiitelherzolite—nepheline basanite to 40 kilobars with petrological implications. *Contr. Mineral. Petrol.* 19, 177—211.
- Ito K.*, and *G. C. Kennedy* (1970). The fine structure of the basalt—eclogite transition. *Mineral. Soc. Am. Spec. Paper* 3, 77—83.
- Ito K.*, and *G. C. Kennedy* (1971). An experimental study of the basalt—garnet granulite—eclogite transition. In: „The Structure and Physical Properties of the Earth's Crust“, pp. 303—314. Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph 14.
- James D. E.* (1971). A plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. *Bull. Geol. Soc. Am.* 82, 3325—3346.
- James D. E.*, *T. J. Smith*, and *J. S. Steinhart* (1968). Crustal structure of the middle Atlantic states. *J. Geophys. Res.* 73, 1983—2007.
- Kanamori H.*, and *H. Mizutani* (1965). Ultrasonic measurement of elastic constants of rocks under high pressures. *Bull. Earthquake Res. Inst.* 43, 173—194.
- Kennedy G. C.* (1956). Polymorphism in the feldspars at high temperatures and pressures. *Bull. Geol. Soc. Am.* 67, 1711—1712 (abstract).

- Kennedy G. C. (1959). The origin of continents, mountain ranges, and ocean basins. *Am. Sci.* 47, 491—504.
- Косминская Н. П. (1962). Глубинное систематическое зондирование земной коры в СССР, 479—481. «Наука».
- Lachenburch A. H. (1970). Crustal temperatures and heat production: Implications of the linear heat—flow relation. *J. Geophys. Res.* 75, 3291—3300.
- Lambert I. B., and K. S. Heier (1967). The vertical distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, 377—390.
- Lambert I. B., and K. S. Heier (1968). Geochemical investigations of deep-seated rocks in the Australian shield. *Lithos* 1, 30—53.
- Langseth M. C., X. Le Pichon, and M. Ewing (1966). Crustal structure of the midoceanic ridges (5). Heat flow through the Atlantic Ocean floor and convection currents. *J. Geophys. Res.* 71, 5331—5335.
- Lee W., and S. Uyeda (1965). Review of heat flow data. In: „Terrestrial Heat Flow“, pp. 87—190. *Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph* 8.
- Le Pichon X. (1968). Sea—floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.* 73, 3661—3697.
- Liebscher H. J. (1964). Deutungsversuchen für die Structur der tieferen Erdkruste nach reflexionsseismischen und gravimetrischen Messungen im deutschen Alpenvorland. *Z. Geophys.* 30, 51—96.
- Lovering J. F. (1958). The nature of the Mohorovicic discontinuity. *Trans. Am. Geophys. Union* 39, 947—955.
- Luyendyk B. P., and W. G. Melson (1967). Magnetic properties and petrology of rocks near the crest of the mid—Atlantic Ridge. *Nature* 215, 147—149.
- Markhinin E. K. (1968). Volcanism as an agent of formation of the earth's crust. In: „The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area“, pp. 413—422. *Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph* 12.
- Matthews D. H., F. J. Vine, and J. R. Cann (1965). Geology of an area of the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. *Bull. Geol. Soc. Am.* 76, 675—682.
- McCamy K., and R. P. Meyer (1966). Crustal results of fixed multiple shots in the Mississippi Embayment. In: „The Earth Beneath the Continents“, pp. 370—381. *Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph* 10.
- McDonald G. J. F., and N. F. Ness (1960). Stability of phase transitions in the earth. *J. Geophys. Res.* 65, 2173—2190.
- McKenzie D. (1967). Some remarks on heat flow and gravity anomalies. *J. Geophys. Res.* 72, 6261—6273.
- Melson W. G., and T. H. Van Andel (1966). Metamorphism in the mid—Atlantic Ridge, 22° N latitude. *Marine Geol.* 4, 165—186.
- Melson W. G., and G. Thompson (1971). Petrology of a transform fault zone and adjacent ridge segments, *Phil. Trans. Roy. Soc. London* A268, 423—442.
- Melson W. G., and G. Thompson, and T. H. Van Andel (1968). Volcanism and metamorphism in the mid Atlantic Ridge, 22° N latitude. *J. Geophys. Res.* 73, 5925—5941.
- Mitronovas W., and B. Isacks (1971). Seismic velocity anomalies in the upper mantle beneath the Tonga—Kermadec Island arc. *J. Geophys. Res.* 76, 7154—7180.
- Miyashiro A., F. Shido, and M. Ewing (1971). Metamorphism in the mid—Atlantic Ridge near 24° and 30° N. *Phil. Trans. Roy. Soc. London* A268, 589—603.
- Moore E. M., and F. J. Vine (1971). The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications. *Phil. Trans. Roy. Soc. London* A268, 443—446.
- Morgan W. J. (1965). Gravity anomalies and convection currents, 2. The Puerto Rico Trench and the Mid—Atlantic Rise. *J. Geophys. Res.* 70, 6189—6204.
- Morgan W. J. (1968). Rises, trenches and crustal blocks. *J. Geophys. Res.* 73, 1959—1982.
- Nakamura Y., and B. F. Howell (1964). Maine seismic experiment: frequency spectra of refraction arrivals and the nature of the Mohorovicic discontinuity. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 54, 9—18.
- Nockolds S. R. (1954). Average chemical compositions of some igneous rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.* 65, 1007—1032.

- O'Brien P. N. S. (1968). Lake Superior crustal structure—a reinterpretation of the 1963 seismic experiment. *J. Geophys. Res.* 73, 2669—2689.
- O'Connell R. J., and G. J. Wasserburg (1967). Dynamics of the motion of a phase change boundary to changes in pressure. *Rev. Geophys.* 5, 329—410.
- Oliver J., and B. Isacks (1967). Deep earthquake zones, anomalous structures in the upper mantle and the lithosphere. *J. Geophys. Res.* 72, 4259—4275.
- Oxburgh E. R., and D. L. Turcotte (1968). Mid-ocean ridges and geotherm distribution during mantle convection. *J. Geophys. Res.* 73, 2643—2661.
- Oxburgh E. R., and D. L. Turcotte (1970). Thermal structure of island arcs. *Bull. Geol. Soc. Am.* 81, 1665—1668.
- Pakiser L. C. (1963). Structure of the crust and upper mantle in the western United States. *J. Geophys. Res.* 68, 5747—5756.
- Pakiser L. C. (1965). The basalt-eclogite transformation and crustal structure in the western United States. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 525—B, 1—8.
- Pakiser L. C., and R. Robinson (1966). Composition of the continental crust as estimated from seismic observations. In: „The Earth Beneath the Continents“, *Am. Geophys. Union. Geophys. Monograph* 10.
- Phinney R. A. (1964). Structure of the earth's crust from spectral behaviour of longperiod body waves. *J. Geophys. Res.* 69, 2997—3018.
- Pitman W. C., E. M. Herron, and J. R. Heirtzler (1968). Magnetic anomalies in the Pacific and sea-floor spreading. *J. Geophys. Res.* 75, 2069—2085.
- Poldervaart A. (1955). Chemistry of the earth's crust. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 62, 119—144.
- Raitt R. (1957). Seismic refraction studies of Einiwetok Atoll. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 260—S, 685—698.
- Raitt R. (1963). The crustal rocks. In: M. N. Hill (ed.), „The Sea“, vol. 3, chap. 6. Interscience, a division of Wiley, New York, 963 pp.
- Richards T. C., and D. J. Walker (1959). Measurement of the earth's crustal thickness in Alberta. *Geophysics* 24, 262—284.
- Richter D. H., and J. G. Moore (1960). Petrology of the Kilauea Iki lava lake, Hawaii. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 537—B, 1—26.
- Ringwood A. E. (1969). Composition and evolution of the upper mantle. In: „The Earth's Crust and Upper Mantle“, pp. 1—17, *Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph* 13.
- Ringwood A. E., and D. H. Green (1964). Experimental investigations bearing on the nature of the Mohorovicic discontinuity. *Nature* 201, 566—567.
- Ringwood A. E., and D. H. Green (1966a). An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and some geophysical implications. *Tectonophysics* 3, 383—427.
- Ringwood A. E., and D. H. Green (1966b). Petrological nature of the stable continental crust. In: „The Earth Beneath the Continents“, pp. 611—619. *Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph* 10.
- Roy R. F., D. D. Blackwell, and F. Birch (1968). Heat generation and continental heat flow provinces. *Earth Planet. Sci. Letters* 5, 1—12.
- Sederholm J. J. (1925). The average composition of the earth's crust in Finland. *Bull. Comm. Geol. Finlande* 12 (70), 1—20.
- Steinhart J. S., and R. P. Meyer (1961). Explosion studies of continental structure. *Carnegie Inst. Washington Publ.* 622, 409 pp.
- Stishov S. M. (1963). The nature of the Mohorovicic discontinuity. *Akad. Nauk SSSR, Ser. Geofiz.* 1, 42—48.
- Sumner J. S. (1954). Consequences of a polymorphic transition at the Mohorovicic discontinuity. *Trans. Am. Geophys. Union* 35, 385.
- Sutton G. H., G. Maynard, and D. Hussong (1971). Widespread occurrence of a highvelocity basal layer in the Pacific crust found with repetitive sources and sonobuoys. In: „The Structure and Physical Properties of the Earth's Crust“, pp. 193—209. *Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph* 14.
- Tatwani M., X. Le Pichon, and M. Ewing (1965). Crustal structure of the mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.* 70, 341—352.
- Tatwani M., G. H. Sutton, and J. L. Worzel (1959). A crustal section across the Puerto Rico Trench. *J. Geophys. Res.* 64, 1545—1555.

Talwani M., C. Windisch, and Langseth (1971). Reykjanes ridge crust: A detailed geophysical study. *J. Geophys. Res.* 76, 473—517.

Tatel H. A., and M. A. Tuve (1955). Seismic exploration of a continental crust. In: A. Poldervaart (ed.), „Crust of the Earth“, pp. 35—50. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 62.

Taylor S. R., and A. J. White (1965). Geochemistry of andesites and the growth of continents. *Nature* 208, 271—273.

Tuve M. A., H. E. Tatel, and P. J. Hart (1954). Crustal structure from a seismic exploration. *J. Geophys. Res.* 59, 415—422.

Uyeda S., and V. Vacquier (1968). Geothermal and geomagnetic data in and around the island arc of Japan. In: „The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area“, pp. 349—366. *Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph* 12.

Van Bemmelen R. W. (1964). The evolution of the Atlantic Mega Undation. *Tectonophysics* 1, (5), 385—430.

Vine F. J. (1966). Spreading of the ocean floor; New evidence. *Science* 154, 1405—1415.

Vine F. J., and J. T. Wilson (1965). Magnetic anomalies over a young oceanic ridge off Vancouver Island. *Science* 150, 485—489.

Vogt J. H. L. (1931). On the average composition of the earth's crust. *Skrifter Norske Videnskaps Akad. Oslo*, (1), Mat—Naturv. Kl. 7, 1—48.

Wetherill G. W. (1961). Steady—state calculations bearing on geological implications of a phase—transition Mohorovicic discontinuity. *J. Geophys. Res.* 66, 2983—2993.

Wilson J. T. (1954). The development and structure of the crust. In: G. P. Kuiper (ed.), „The Earth as A Planet“, pp. 138—214. *Univ. Chicago Press, Chicago.*

Woollard G. P. (1960). Seismic crustal studies during the I. G. Y. Trans. *Am. Geophys. Union* 41, 351—355.

Woollard G. P. (1962). The relation of gravity anomalies to surface elevation, crustal structure and geology. *Dept. Geol., Univ. Wisconsin Res. Rept.* 62—9 (II), 57—59.

Woollard G. P. (1966). Regional isostatic relations in the United States. In: „The Earth Beneath the Continents“, pp. 557—594. *Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph* 10.

Woollard G. P. (1968). The interrelationship of the crust, the upper mantle and isostatic gravity anomalies in the United States. In: „The Crust and Upper Mantle in the Pacific Area“, pp. 312—341. *Am. Geophysical Union, Geophys. Monograph* 12.

Wyllie P. J. (1963). The nature of the Mohorovicic discontinuity. A compromise. *J. Geophys. Res.* 68, 4611—4619.

Wyllie P. J. (1971). „The Dynamic Earth“, Wiley, New York, 416 pp.

Yoder H. S., and C. E. Tilley (1962). Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rocks systems. *J. Petrol.* 3, 342—532.

Глава 3

СОСТАВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

3-1. ВВЕДЕНИЕ

Скорости прохождения продольных сейсмических волн в мантии непосредственно под стабильными континентальными областями и глубокими океаническими бассейнами составляют обычно $8,2 \pm 0,2$ км/с. Этот факт наряду с большими петрологическими и химическими ограничениями существенно лимитирует минеральный состав верхней мантии, сводя его до определенной комбинации оливина, пироксена, граната и в некоторых районах, возможно, амфибола. Двумя основными типами пород, содержащими эти ми-

нералы, являются перидотиты (оливин — пироксен) и эклогиты (пироксен — гранат). Скорости прохождения продольных волн в «свежих»¹ перидотитах и эклогитах 8,0—8,5 км/с². Полные минеральные переходы между этими двумя основными типами пород имеют лишь местное значение, что породило альтернативную гипотезу, в соответствии с которой верхняя мантия имеет перидотитовый или эклогитовый состав.

Эклогитовую гипотезу часто объединяют с гипотезой, согласно которой раздел М маркирует изохимический фазовый переход от габбровой или гранулитовой нижней коры к эклогитовой верхней мантии. В гл. 2 отмечалось, что эта гипотеза не выдерживает критики. Тем не менее, может быть, следует обратить внимание, не связан ли раздел М с каким-либо химическим изменением при переходе от имеющей кислый — средний состав нижней коры к эклогитовой верхней мантии³.

В течение последних 50 лет большинство ученых в области наук о Земле придерживалось точки зрения, что верхняя мантия имеет скорее перидотитовый, чем эклогитовый состав. Но были периоды, когда они поддерживали гипотезу о ее эклогитовом составе (например Голдшмидт и Холмс в 20-х гг. этого столетия). Второе возрождение этой гипотезы произошло в 50-е годы, но 10 лет спустя она была отвергнута достижениями в области экспериментальной петрологии. И вот совсем недавно сделаны новые попытки оживить ее на базе последних успехов в экспериментальной петрологии и результатов исследований распределения плотностей в верхней мантии методом инверсии данных о свободных колебаниях. Хотя перидотитовая гипотеза, вероятно, все еще разделяется большинством специалистов в области наук о Земле (в том числе и автором), эклогитовая гипотеза кое-где получает значительную поддержку. Учитывая это, по-видимому, желательно рассмотреть данные о роли в верхней мантии перидотита и эклогита.

3-2. ФИЗИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ДИАГНОСТИКИ

Коэффициент Пуассона. Рассмотрим некоторые физические свойства верхней мантии, которые могут помочь при выборе между перидотитовой и эклогитовой гипотезами. Хотя значения скоростей прохождения поперечных и продольных волн свежих перидотитов и эклогитов сильно перекрываются и не могут использоваться в качестве отличительных признаков, то более чувствительным индикатором⁴ оказывается отношение этих скоростей ($V_p : V_s$), или

¹ Скорости ниже 8 км/с для эклогитов и перидотитов регистрировались часто, но петрографические исследования показали наличие в них значительных вторичных изменений. Указанный диапазон скоростей измерялся при давлении 6 кбар, что исключает влияние первичной пористости.

² Birch [1960, 1961]; Verma [1960]; Kanamori, Mizutani [1965].

³ Ito, Kennedy [1970, 1971].

⁴ Kanamori, Mizutani [1965].

коэффициент Пуассона σ , выраженный как:

$$\delta = \frac{1}{2} \left(\frac{R^2 - 2}{R^2 - 1} \right),$$

где

$$R = \frac{V_p}{V_s}.$$

На коэффициент очень незначительно влияют лишь большие вторичные изменения и пористость пород. Коэффициент Пуассона был определен для мантии под докембрийскими шитами и стабильными континентальными областями, где продольные и поперечные волны от одного и того же взрыва точно регистрировались и датировались¹. Эти значения составили 0,245—0,260. Точно определены коэффициенты Пуассона² и для богатых марганцем оливинов ($F_0 \sim 90\%$), они находятся в пределах 0,245—0,255. Перидотит — вполне подходящий компонент для данного интервала верхней мантии. С другой стороны для двух свежих эклогитов были получены значения коэффициента Пуассона³, находящиеся в интервале 0,30—0,32. На этом основании заключено, что эклогит вряд ли может быть основным компонентом верхней мантии. Однако такие выводы надо делать осторожно, основываясь на значительно большем числе σ определений свежих эклогитов⁴ и отдельных минералов эклогитов. Если будет установлено, что коэффициенты Пуассона, превышающие значение 0,27, характеризуют свежие эклогиты глубинного происхождения, мы получим важное ограничение для состава мантии в стабильных континентальных областях.

Анизотропия. Хесс [1964a] показал, что скорости продольных сейсмических волн в верхней мантии для северо-восточной части Тихого океана (между Калифорнией и Гавайскими островами) коррелируются с направлением сейсмических профилей. Он считает, что почти все отклонения можно объяснить анизотропией скоростей при максимальном значении в восточном направлении и минимальном — в северном. Это было проверено Райтом и его коллегами [1969] при детальной съемке двух участков вблизи Калифорнии. В каждом из них отмечалась анизотропия, равная приблизительно 0,3 км/с и соответствующая заметной анизотропии всего района в целом. Последующие детальные съемки вблизи Гавайских островов⁵ позволили выявить анизотропию до 0,6 км/с

¹ Bolt et al. [1958]; Doyle, Everingham [1964]; Denham et al. [1972].

² Verma [1960]; Kumazawa, Anderson [1969]; Graham, Barsch [1969].

³ Kanamori, Mizutani [1965].

⁴ Коэффициент Пуассона для эклогитов Хилдсбург (Калифорния) был определен в 0,26. В этом случае скорости продольных и поперечных волн определялись разными авторами, поэтому нет уверенности, что используемый образец оказался одним и тем же. Более того, «эклогиты» Хилдсбург представляют тип коры необычного состава с относительно низкой скоростью продольных сейсмических волн (7,94 км/с при 6 кбар). Они содержат лишь 24% граната и петрологически могут классифицироваться как гранатовые пироксениты [Simmons, 1964].

⁵ Morris, Raitt, Shor [1969].

(рис. 3-1), совпадающую по ориентировке с анизотропией, предполагавшейся Хессом. С тех пор наличие анизотропии в верхней мантии отмечалось неоднократно¹.

Существование анизотропии может быть полезно для петрологических моделей верхней мантии² Хесс попытался объяснить это явление предпочтительной ориентировкой оливиновых кристаллов, обладающих чрезвычайно высокой анизотропией³. На рис. 3-2 показано, что анизотропия является характерной особенностью перидотитов, и наблюдаемую анизотропию верхней мантии можно легко объяснить ее перидотитовым составом. С другой стороны, эклогиты, содержащие почти 50% граната, который является изотропным, демонстрируют анизотропию намного меньшую, чем наблюдается в мантии. Таким образом, наблюдения за анизотропией указывают скорее на перидотитовый, чем на эклогитовый состав субокеанической мантии. Тем не менее полученные до сих пор данные довольно ограничены, и желательны дальнейшие определения анизотропии эклогитов мантийного типа из алмазных трубок⁴ и анизотропии верхней мантии.

Плотность по данным изучения изостазии. Плотность перидотитовых пород, которые, основываясь на петрологических данных, можно считать основным компонентом верхней мантии, варьирует между 3,25 и 3,40 г/см³, в среднем составляя 3,32 г/см³. Плотность свежих, неизмененных эклогитов находится в диапазоне⁵ 3,4—3,6 г/см³ при среднем значении около 3,5 г/см³. Те типы эклогитов, которые легче всего удастся квалифицировать как компонент верхней мантии (бескварцевые разновидности, обнаруживаемые в алмазных трубках), приурочены к верхней части этого диапазона. На рис. 3-3 показаны распределения плотностей, соответствующие перидотитовому и эклогитовому составам верхней мантии. Ясно, что изучение распределения плотностей в верхней мантии может помочь в сравнительной оценке перидотитовой и эклогитовой моделей⁶.

Результаты наблюдений распределения значений силы тяжести в сочетании с теорией изостазии накладывают значительные ограничения на плотность верхов мантии. Эти данные, используемые при определенных упрощениях, показывают среднюю разность в плотностях коры и мантии. Если плотность отдельных участков коры можно определить с помощью независимых методов, то отсюда получают и плотность мантии. Детальные гравиметрические и сейсмические исследования нормальных⁷ океанических и контин-

¹ Keen, Tramontini [1970]; Keen, Barrett [1971]; Raitt et al. [1972].

² Lallemand, Carter [1970]; Kumazawa et al. [1971]; Carter et al [1972].

³ Verma [1960].

⁴ Эклогиты и гранатовые пироксениты корового метаморфического происхождения для этой проблемы менее подходящи.

⁵ Ringwood, D. Green [1966].

⁶ Clark, Ringwood [1964].

⁷ Исключение составляют тектонически активные районы, такие как глубоководные желоба, островные дуги, срединно-океанические хребты и молодые горные пояса.

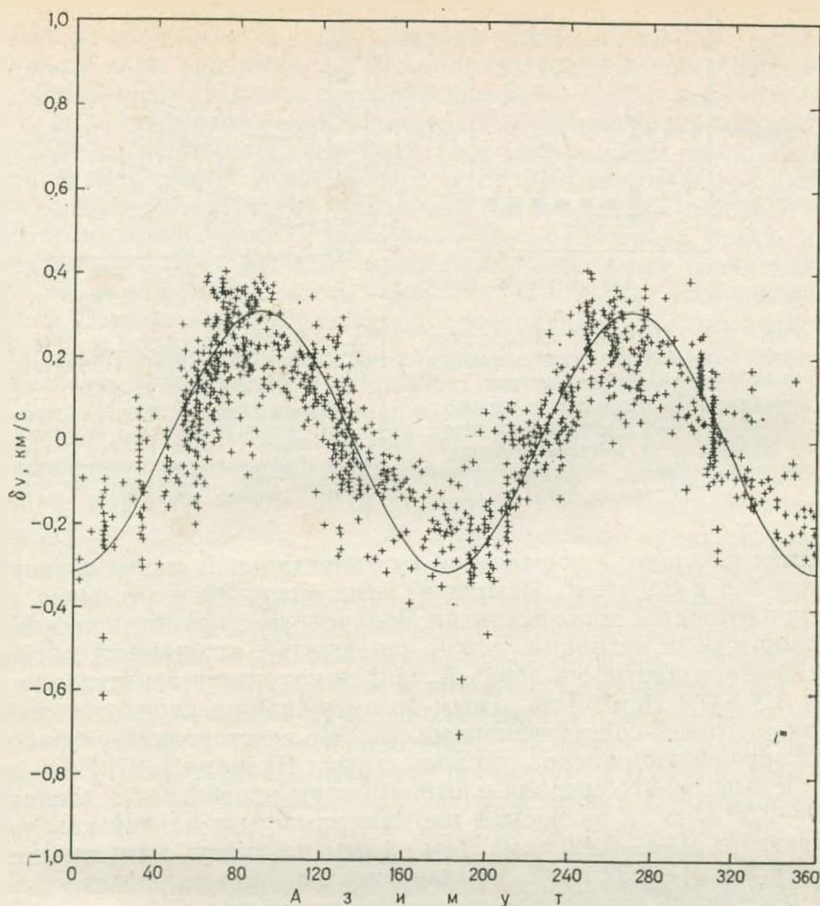


Рис. 3-1. Анизотропия скоростей продольных волн в зависимости от азимута. Сводные данные по району Гавайских островов. По Моррису, Рейту, Шору [1969]

ментальных разрезов показали разность плотностей коры и мантии¹, составляющую 0,43 г/см³. Ограничения в отношении плотности коры получены из непосредственных наблюдений за распространением пород коры и их плотностями в сочетании с геологическими выводами об их распространенности вообще. Другой метод получения средней плотности коры — изучение распределения скоростей сейсмических волн в коре вместе с изучением эмпирического соотношения между скоростью сейсмических волн и плотностью для обычных типов пород². Аргументы, базирующиеся на упомянутых выше методах, привели к известной точке зрения о том, что

¹ Worzel, Shurbet [1955]; Drake et al. [1959].

² Birch [1961]; Woollard [1962, 1970].

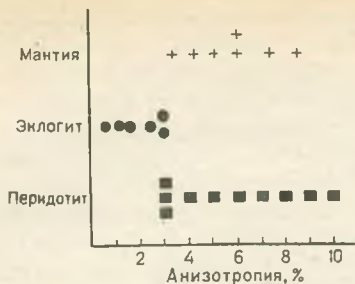


Рис. 3-2. Процент анизотропии (разность между максимальной и минимальной наблюдаемыми скоростями ΔV , деленная на среднюю скорость V_m) для перидотитов, эклогитов и верхней мантии.

По Бёрчу [1960], Симмонсу [1964], Христенсену [1966]

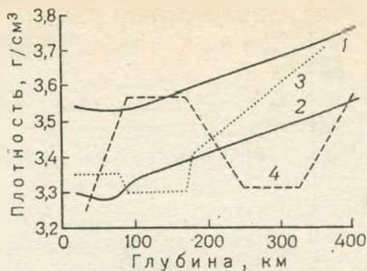


Рис. 3-3. Распределение плотностей в верхней мантии, соответствующее составам:

1 — эклогита (Кларк и Рингвуд, 1964); 2 — пиролита (в сравнении с моделями: 3 — Г. Ванга (1970) и 4 — Ф. Пресса (1972). Последняя представляет собой среднее решение для удачных тектонических моделей

средняя плотность нормальной континентальной коры варьирует между 2,8 и 2,9 г/см³. Исходя из этих значений и учитывая разность плотностей коры и мантии, полученную гравиметрическими и сейсмическими методами, можно заключить¹, что наиболее вероятная средняя плотность верхней мантии находится в интервале между 3,3 и 3,4 г/см³. Тем самым подтверждается перидотитовый, а не эклогитовый состав верхов мантии. Во всесторонней разработке этой аргументации основную роль сыграл Вуллард [1970]. Он пришел к выводу, что средняя плотность коры колеблется в диапазоне 2,87—2,89 г/см³, а разность в плотностях коры и мантии находится в пределах 0,38—0,42 г/см³. Тем самым плотность мантии определяется в 3,24—3,32 г/см³. Вуллард показал, что указанный диапазон плотностей соответствует перидотитовой верхней мантии и не может быть увязан с эклогитовой верхней мантией, для которой требуется разность в плотностях кора — мантия, превышающая 0,5 г/см³.

Главное условие, лежащее в основе этого заключения, состоит в том, что изостатическая компенсация на континентах достигается почти на глубине раздела Мохоровичича. Хотя небольшие региональные расхождения в плотности мантии, несомненно, сохраняются и ниже раздела², исследования Вулларда³ свидетельствуют о том, что «точных данных о распределении масс ниже раздела Мохоровичича (континентального), играющего важную роль в поддержании изостатического равновесия, в общем, нет».

Детальное сейсмическое и гравиметрическое изучение структуры коры Средне-Атлантических штатов США, проведенное Джеймсом, Смитом и Стейнхартом [1968], дало дополнительную инфор-

¹ Ringwood, D. Green [1966a]; Ringwood [1969].

² Clark, Ringwood [1964].

³ Woolard [1970].

мацию о плотности верхней мантии локализованного региона, мощность коры в котором от 30 до 60 км. На основании определения зависимости скорость сейсмических волн: глубинная структура были выполнены трехмерные вычисления гравитационной аномалии Буге с использованием диапазона возможных зависимостей скорость : плотность. Установлено, что предсказанные аномалии Буге близко соответствуют наблюдаемым аномалиям для диапазона зависимостей скорость : плотность ($d\rho : dV$) между 0,20 и 0,23. Значение $d\rho : dV = 0,23$, дает предельно допустимые гравитационные аномалии. Зависимость скорость : плотность, установленная Бёрчем, показывает, что для пород с постоянным средним атомным весом \bar{M} значение $d\rho : dV$ составляет 0,33, т. е. оно выходит далеко за пределы допустимого диапазона. Поэтому наблюдаемое значение $d\rho : dV$ означает значительное уменьшение среднего атомного веса в нижней коре и верхней мантии. Легче всего это можно было бы объяснить переходом от основной — средней (амфиболитовой) нижней коры ($\bar{M} = 21,5 - 22,0$) к перидотитовой верхней мантии ($\bar{M} = 21$). Исследователи пришли к выводу, что никакого разумного объяснения сокращению атомного веса дать было бы нельзя, если бы верхняя мантия состояла из эклогита ($\bar{M} = 22,0$).

При аналогичном исследовании структуры в районе оз. Верхнего, где встречена кора мощностью от 25 до 55 км, Смит, Стейнхарт и Олдрич [1966] пришли к выводу, что интерпретация гравиметрических и сейсмических наблюдений в свете эмпирической зависимости Бёрча скорость : плотность также требует сокращения среднего атомного веса с глубиной примерно на 0,3—0,6. Рингвуд и Т. Грин [1966] показали, что это согласуется с существованием перидотитовой верхней мантии и, напротив, необъяснимо, если предположить, что верхняя мантия состоит из эклогита.

Отношение плотностей коры — мантии, полученных путем инверсии данных о поверхностных волнах. Плотность верхней мантии под восточной частью США получили Дорман и Юинг [1962] путем инверсии результатов изучения поверхностных волн. Структура коры и распределение скоростей поперечных волн предварительно были исследованы методом МПВ, так что плотности были в принципе определены. Он дал возможность получить для отношения плотностей коры и мантии значение 0,866. Это отношение без ссылки на гравиметрические исследования показало полное соответствие между результатами, полученными методом МПВ, и данными о поверхностных волнах. Приняв среднюю плотность коры 2,88 г/см³, а соответствующую плотность мантии 3,33 г/см³, мы снова получаем перидотитовый, а не эклогитовый состав верхней мантии. Нельзя игнорировать неопределенность этой оценки: не совсем ясно, до какой степени возможные ошибки в данных, полученных методом МПВ, могут изменить отношение плотностей кора — мантия, полученное на основе изучения поверхностных волн. Тем не менее весьма многообещающим следует считать тот факт, что этот результат представляет собой лучшее решение для

обширных данных хорошо изученного региона; причем это решение, будучи независимым, точно соответствует выводам, сделанным в этом же регионе¹ по результатам гравиметрии.

Распределения плотностей, полученные с помощью инверсии Монте-Карло. Пресс² попытался получить распределение плотностей и скоростей поперечных волн для всей Земли с помощью систематического поиска методом Монте-Карло для моделей, которые с определенной точностью удовлетворяют периодам (97) свободного колебания Земли, фазовым скоростям поверхностных волн, времени прохождения продольных и поперечных волн, а также массе и моменту инерции Земли. Было изучено несколько миллионов моделей, из которых лишь несколько десятков отвечало требованиям граничных условий. Все удачные модели характеризовались плотностями около $3,5 \text{ г/см}^3$ в интервале глубин 80—150 км. В силу высоких плотностей Пресс пришел к выводу о преимущественно эоклотитовом составе пород на этих глубинах (см. рис. 3-3).

Такое заключение, однако, противоречит данным, согласно которым верхняя мантия состоит преимущественно из перидотитовых пород; эоклотиты хотя и широко распространены, но имеют относительно небольшое значение, за исключением, пожалуй, очень ограниченных регионов. Учитывая противоречащие точки зрения и то, что модели Пресса оказали значительное влияние на современную геофизическую и петрологическую мысль, желательно остановиться на этом вопросе детальнее.

Одна сомнительная особенность всех удачных моделей³ состоит в том, что отношение модуля объемного сжатия K к модулю сдвига μ резко уменьшается от 2,5 до 2,0 (в среднем) в интервале глубин 200—350 км. Это, видимо, означает, что отношение $V_p : V_s$ в этом интервале глубин уменьшается на 10%. Однако такое уменьшение не согласуется с распределениями продольных и поперечных волн, которые показывают, что $V_p : V_s$ в этом регионе либо является постоянным, либо, что более вероятно, увеличивается с глубиной⁴. Более того, уменьшение $K : \mu$ на глубинах между 200 и 350 км противоречит упругим свойствам минералов, которые, как полагают, распространены в этом районе (если только не предположить наличия неправдоподобно высокотемпературных градиентов; табл. 3-1).

Второй сомнительной особенностью является то, что во всех, кроме одной, удачных моделях минимум плотности на глубине между 200 и 400 км значительно меньше плотности пиролита на соответствующей глубине. Это ярко выражено в серии успешных тектонических моделей⁵, которые *все* кучно группируются на глубине 300 км вокруг плотности $3,3 \text{ г/см}^3$.

¹ James et al. [1968].

² Press [1968, 1969, 1970, 1972].

³ Press [1970, рис. 19].

⁴ Johnson [1967]; Julian, Anderson [1968]; Anderson, Julian [1969].

⁵ Press [1970, 1972].

Производные давления и температуры объемного модуля сжатия (K) и модуля сдвига (μ) оливина и граната*

Модуль	Единицы измерения	Оливин*	Гранат**
$\left(\frac{\partial K_s}{\partial P}\right)T$	мбар ⁻¹	5,1	5,4
$\left(\frac{\partial \mu}{\partial P}\right)T$	мбар ⁻¹	1,8	1,4
$\left(\frac{\partial K}{\partial T}\right)P$	10 ⁻⁴ мбар/°C	-1,6	-1,2
$\left(\frac{\partial \mu}{\partial T}\right)P$	10 ⁻⁴ мбар/°C	-1,3	-0,1

Примечание. Обратить внимание на большое различие между производными давления K и μ по сравнению с незначительным различием между соответствующими производными температуры.

* Kumazawa, Anderson [1969].

** Anderson, Schreiber, Liebermann, Soga [1968].

На рис. 3-3 показано распределение плотностей для удачных тектонических моделей. Пиролитовая модель обеспечивает самые низкие мантийные плотности, которые увязываются с данными геохимии и петрологии. Плотности, показываемые моделями Пресса на глубинах 250—320 км, свидетельствуют о том, что силикаты в этом интервале глубин содержат очень незначительные количества FeO. Принимая во внимание большую степень конвективного «перемешивания» в верхней мантии, требуемого современными теориями тектоники плит, а также генезис базальтов и мантийных включений в алмазных трубках глубинного происхождения, эта интерпретация должна рассматриваться как неправдоподобная. Следует также упомянуть об исследовании Грэхемом [1970] упругости и состава мантии в интервале глубин 150—350 км. Используя результаты последних измерений упругости оливина, а также данные сейсмических исследований, Грэхем пришел к заключению, что можно было бы предложить непротиворечивое объяснение упругих свойств и плотности мантии, если допустить, что здесь преобладает оливин с отношением $Mg : (Mg + Fe)$ $0,88 \pm 0,03$. Это обеспечивает получение независимых доказательств применимости пиролитовой модели в данном интервале глубин.

Целесообразно рассмотреть диапазон *средних* плотностей, получающихся для верхних 400 км мантии в соответствии с различными моделями. Если с помощью инверсионных методов невозможно с адекватной точностью определить среднюю плотность

верхних 400 км мантии, то появляются основания для скептицизма и в отношении определения деталей структуры в пределах этого интервала глубин. В табл. 3-2 приведены средние плотности верхней мантии для ряда моделей. Из таблицы видно, что удачные модели Пресса [1970] дают средние плотности для верхней мантии в диапазоне 3,420—3,554. Этот широкий диапазон позволяет предполагать, что использованные инверсионные методы обладают довольно ограниченной разрешающей способностью.

Таблица 3-2

Средние плотности верхней мантии некоторых современных моделей Земли, которые удовлетворяют данным о свободных колебаниях, в сопоставлении со средними плотностями пиrolитовой и эжлогитовой верхней мантии

№ п п	Модель	Диапазон глубин, км	Средняя плотность, г/см ³
1	Хэддон—Баллен I	15—350	3,379
2	Дзевонский O ₁	20—400	3,395
3	Ванг SEM	20—360	3,414
4	Ванг III	20—360	3,446
5	Дерр	30—400	3,501
6	Пресс, тектон.	35—400	3,438
7	Пресс, средн.	10—400	3,481
8	Пресс, максим.	10—371	3,554
9	Пресс, миним.	10—371	3,420
10	Пиролит	20—400	3,414—3,430
11	Эжлогит	20—400	3,630

Примечания. 1 — Haddon, Bullen [1969]; 2 — Dziewonski [1971]; 3 — Wang [1972]; 4 — Wang [1970]; 5 — Derr [1969]; 6 — Press [1972, рис. 12]; 7 — Press [1970]. Среднее значение удачных моделей, показанных на рис. 15; 8 — Press [1970, рис. 9-13]. Максимальная плотность верхней мантии удачной модели; 9 — Press [1970, рис. 9-13]. Минимальная плотность верхней мантии удачной модели; 10—11 — Clark, Ringwood [1964]. Размах значений объясняется неопределенностью в оценке термального расширения оливина. Модель Кларка и Рингвуда была слегка видоизменена, чтобы обеспечить устойчивость гранатового пиролита при более низких давлениях, что подтверждено результатами последующих экспериментов.

Хэддон и Баллен¹, Дзевонский и Ванг [1970, 1971, 1972] применили альтернативные методы, независимые от данных изучения свободных колебаний, чтобы получить модели примерной плотности Земли, основанные на использовании скоростей внутренних продольных и поперечных волн при помощи уравнения Вильямсона — Адамса и полуэмпирических уравнений состояния (ограничением служили соображения о массе и моменте инерции). Эти модели, базирующиеся на ограниченном числе параметров, затем нарушались последующими аппроксимациями, пока не было получено близкое соответствие с периодами свободного колебания Земли. Результирующие модели Земли значительно отличались от моделей Пресса, хотя в сущности отвечали аналогичным требованиям.

¹ Haddon, Bullen [1969].

Модель Ванга для верхней мантии (см. рис. 3-3) является почти зеркальным отображением средней модели Пресса. При втором исследовании Ванг¹ выбрал распределение плотности, соответствующее пиролитовой верхней мантии, и продемонстрировал, что эта модель согласуется со свободными периодами в пределах экспериментальных неопределенностей. Дзевонский [1970, 1971] нашел, что постоянная плотность верхней мантии $3,395 \text{ г/см}^3$, сохраняющаяся до глубины 400 км, согласуется с данными наблюдений.

В табл. 3-2 показаны средние плотности верхней мантии до глубин 350—400 км, полученные рядом авторов и соответствующие, как они утверждают, данным о свободных колебаниях. Однако они вызывают серьезные сомнения в однозначности результатов Пресса, который полагает, что его модели соответствуют данным о свободных колебаниях лучше, чем некоторые из альтернативных моделей; но это, по-видимому, спорный вопрос, учитывая латеральные неоднородности и анизотропию в верхней мантии, возможные ошибки наблюдений за периодами свободных колебаний и во время прохождения внутренних волн, а также возможности дефектов в упругости, оказывающих влияние на периоды свободных колебаний и распределение скоростей поперечных волн². Многочисленные эксперименты Дзевонского [1970, 1971] и Ванга [1970, 1972] показали, что незначительные изменения в распределении скоростей поперечных волн, которые намного меньше экспериментальных неопределенностей, способны вызывать значительные изменения в плотностях верхней мантии. На основании этого Ванг³ пришел к выводу, что распределение плотностей в пределах верхней мантии еще невозможно адекватно фиксировать инверсионными методами.

Некоторые ученые исследовали причины получения разных результатов. Дзевонский [1971] указал, что мощность литосферы, для которой характерны высокие скорости прохождения волн (lid), оказывает большое влияние на распределение плотности в верхней мантии. Более того, последняя особенно чувствительна к незначительным изменениям в распределении скоростей поперечных волн на глубинах 400—600 км. Этот аспект был затем изучен Уоррингтоном и др. [1972]; он пришел к выводу, что основной причиной различий в результатах Пресса и Ванга является то, что выбранная Прессом огибающая скоростей поперечных волн строго ограничена глубиной примерно 400 км. По Вангу, распределение скоростей поперечных волн согласуется с данными о времени их прохождения, но находится несколько ниже огибающей Пресса на этой глубине. Указанное небольшое различие, тем не менее, оказывает сильное воздействие на получаемые величины плотности в интервале глубин 70—200 км.

Заключение. Гипотеза, в соответствии с которой верхи мантии до глубины приблизительно 70 км состоят главным образом из пе-

¹ Wang [1972, модель SEM; табл. 3-2].

² Haddon, Bullen [1969]; Solomon [1972].

³ Wang [1970, 1972].

риidotитовых, а не эклогитовых пород, подтверждается несколькими независимыми друг от друга доказательствами, полученными на основании изучения следующих физических свойств: 1) отношения скоростей продольных и поперечных сейсмических волн; 2) анизотропии; 3) плотности, полученной при наблюдениях за распределением силы тяжести; 4) плотности, полученной посредством инверсии данных о поверхностных волнах в местах, где сейсмическая структура кора-мантия ранее изучалась методом МПВ. Все эти доказательства обладают разной степенью неопределенности. Наиболее обоснованными из них являются заключения о составе верхов мантии, полученные за счет ограничения плотности на основании комплексных гравиметрических и сейсмических исследований и с помощью изучения анизотропии.

Сведения о составе мантии на глубинах 70—200 км, полученные методом Монте-Карло (инверсия данных о свободных колебаниях и др.), являются противоречивыми, и для устранения противоречий, видимо, необходимо более точное решение распределений скоростей поперечных волн. Возможно, наиболее значительным из результатов, полученных до настоящего времени методами инверсии, является доказательство того, что принимаемая большинством исследователей средняя плотность верхней мантии до глубины 400 км соответствует скорее перидотитовому или пиролитовому составу с отношением $Mg : (Mg + Fe) \sim 0,88$, чем эклогитовому того типа, который наблюдается в алмазных трубках. Это заключение подтверждается петрологическими доказательствами, которые будут рассмотрены в следующих разделах.

3-3. ЗНАЧЕНИЕ АЛЬПИЙСКИХ ПЕРИДОТИТОВ И ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Весьма важен вопрос о том, можно ли данные о составе верхней мантии получить непосредственно при изучении ассоциаций пород, которые поступили из мантии и внедрились в кору в ходе каких-то тектонических процессов. Большинство исследователей считает, что определенные классы ультраосновных пород, в частности перидотиты альпийского типа, происходят из верхней мантии. В пользу этой гипотезы активно высказались Бенсон [1926] и Хесс [1939, 1955, 1964]. Последний показал, что интрузии перидотитов альпийского типа образовались вблизи осей максимальной деформации вдоль орогенических поясов и островных дуг. Интрузии часто контролировались крупными разломами протяженностью по простиранию в несколько сот километров, которые несомненно распространяются и в мантию. Тела ультраосновных пород встречаются в форме многочисленных разобщенных тел вдоль зон разломов, как это имеет место в Аппалачах и в Большом Серпентинитовом поясе Нового Южного Уэльса. В других местах, например в Новой Каледонии, на Кубе, Филиппинах и в Новой Гвинее, ультраосновные породы присутствуют в форме больших интрузий, занимающих сотни квадратных километров и тесно связанных с

крупными тектоническими структурами. Хесс и другие исследователи пришли к выводу, что альпийские перидотиты этого типа выведены непосредственно из мантии тектоническими процессами и представляют собой породы, распространенные в этой части земного шара. Неизменные альпийские перидотиты обладают характерными для верхов мантии скоростями прохождения сейсмических волн и плотностью.

Родственным семейством пород, имеющих, как это принято считать, мантийное происхождение, являются офиолиты¹. Они характерны для пояса Тетис, протягивающегося из Западной Европы в Гималаи. Офиолитовые комплексы состоят обычно из базальных слоев ультраосновных пород мощностью от нескольких сот метров до нескольких километров, перекрываемых долеритами и габбро, которые вверх по разрезу сменяются имеющими основной состав подушечными лавами и брекчиями, часто ассоциирующими с радиолариевыми кремнистыми сланцами.

Хесс пытался найти различие между альпийскими ультрабазиитами и другими типами ультраосновных пород, такими как офиолиты, которые более тесно ассоциируют с базальтами и габбро. Тенденция современных детальнейших исследований — подчеркнуть тесную генетическую взаимосвязь альпийских ультрабазитовых и офиолитовых комплексов. В соответствии с этой точкой зрения альпийские перидотиты и серпентиниты рассматриваются как представители базальных зон офиолитовых комплексов, которые иногда испытывали ремобилизацию или подвергались действию избирательной эрозии. Тем не менее, некоторые виды ультраосновных интрузий, в частности недавно выявленный класс высокотемпературных перидотитов², рассматриваются как образованные непосредственно из верхней мантии (диапировая интрузия) и генетически не связанные с соседними базитовыми породами. Недавно были опубликованы превосходные сводки о петрогенезе ультраосновных пород и мы отсылаем к ним читателя, желающего получить представление о последних достижениях в этой области³. Ниже дано краткое описание некоторых комплексов.

Высокотемпературные перидотиты Лизард [Д. Грин, 1964]. Перидотиты Лизард (Корнуолл) развиты на площади примерно 80 км². Их первичная минеральная ассоциация — оливин (Ф₀₃₉), глиноземистые энстатит, диопсид и шпинель; породы характеризуются крупными размерами зерен и ксеноморфной структурой. Пироксены содержат до 7% Al₂O₃ в твердом растворе. Первичная ассоциация окружена перекристаллизованной безводной ассоциацией, состоящей из оливина, энстатита, диопсида (с низким содержанием Al) и плагноклаза, и кое-где — перекристаллизованной водной ассоциацией, сложенной главным образом оливином и амфиболом. Химические составы всех трех ассоциаций сходны, они

¹ Steinemann [1926].

² T. Green [1967].

³ Wyllie [1967, 1970]; Симпозиум по глубинным механизмам геологических явлений, ч. 2. „Tectonophysics“, 1969, № 7.

четко показывают равновесие в различных P - T - P_{H_2O} -условиях. Минералы перекристаллизованной ассоциации значительно менее крупнозернисты по сравнению с минералами первичной ассоциации и характеризуются катакластической структурой и тонкосланцеватой текстурой.

Примечательной особенностью интрузии является окружающий ее ореол, состоящий из высокометаморфизованных пород. Т. Грин пришел к выводу, что перидотиты формировались при температуре более 800°C , возможно, около 1000°C . При такой температуре минералогия первичной ассоциации, характеризующаяся несовместимостью оливина и плагиоклаза, указывает на минимальные давления (около 10 кбар¹), свидетельствующие о ее мантийном происхождении. Считают, что перидотиты в виде горячего кристаллического диапира поднялись из мантии в кору при какой-то деформации. Перекристаллизованные ассоциации плагиоклаза и амфибола отражают вторичное равновесие в коре в условиях низких давлений при наличии воды. Перекристаллизации способствовала интенсивная деформация в периферических зонах интрузии, сопровождавшая внедрение.

Аналогичные высокотемпературные перидотиты, характеризующиеся контактными метаморфическими ореолами, были обнаружены и в других местах; считают, например, что перидотиты Тинаквилло², Маунт-Альберт³ и Ронда⁴ также были внедрены в виде горячих кристаллических диапиров. Перидотиты Тинаквилло имеют средний состав, аналогичный составу перидотитов Лизард (табл. 3-3); для них также характерно наличие глиноземистых пироксенов в первичной ассоциации высокотемпературного происхождения. Примечательна близость состава интрузий Лизард и Тинаквилло валовому составу дифференцированного габбро-перидотитового офиолитового комплекса Вурино (см. табл. 3-3). Милонитизированные шпинелевые перидотиты с островов Святого Петра и Святого Павла (центральная часть Атлантического океана) имеют такой же средний состав и минералогию, как и перидотиты Лизард и Тинаквилло. Они интерпретируются как высокотемпературные диапировые интрузии, происходящие непосредственно из мантии⁵. В океанических перидотитах тоже присутствуют фации, содержащие амфибол и плагиоклаз⁶.

Комплекс Вурино, Греция. Этот хорошо обнаженный комплекс ультраосновных пород, распространенный на площади более чем 200 км^2 , детально описал Моор [1970]. На рис. 3-4 показан его схематизированный разрез.

¹ D. Green [1963, 1964, 1967]; D. Green, Hibberson [1970a].

² MacKenzie [1960].

³ Smith, MacGregor [1960].

⁴ Dickey [1970]; Loomis [1972].

⁵ Melson et al. [1967].

⁶ Другим примером этого класса являются перидотиты Галиции, Испании [Maaskant, 1970].

Вычисленный валовый состав комплекса Вурино в сравнении с составами высокотемпературных перидотитов Лизард, Тинаквилло и Сент-Пол

Компоненты	Вурино		Лизард	Тинаквилло	Сент-Пол
	А	В			
SiO ₂	46,3	44,9	44,8	41,9	43,6
TiO ₂	0,2	0,1	0,2	0,1	0,3
Al ₂ O ₃	4,7	3,0	4,2	3,2	3,7
FeO*	5,2	5,1	8,2	7,6	8,0
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	35,5	39,9	39,2	40,0	38,5
CaO	3,5	2,5	2,4	3,0	2,6
Na ₂ O ₅	0,6	0,4	0,2	0,2	0,3
K ₂ O	0,1	0,1	0,05	0,02	0,1
Cr ₂ O ₃	0,2	0,3	0,4	0,5	0,5
NiO	0,2	0,3	0,2	0,3	0,3
P ₂ O ₅	0,04	0,02	0,01	—	0,1

Примечания. Вурино — Moores [1970]. А и В — использование различных методов при получении валового состава. Лизард — Т. Green [1964]; Тинаквилло — Т. Green [1963]; Сент-Пол — Melson et al. [1970].

* Все железо пересчитано на FeO.

Комплекс Вурино на 75—85% состоит из ультраосновных пород, главным образом дунитов и гарцбургитов с однородным минеральным составом (Fo₉₀₋₉₄). Наблюдаемые в основании структуры ультраосновные породы имеют мощность до 7 км. Для зоны рассмотренных ультраосновных пород характерны сложная изо-

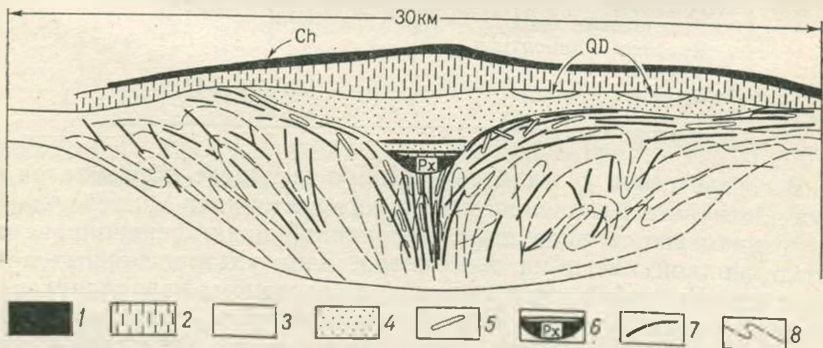


Рис. 3-4. Идеализированная реконструкция офиолитового комплекса Вурино, отражающая сложную структуру погружающихся к центру ультраосновных пород, сконцентрированных в центре дайки пироксенитов и габбро и перекрывающих основные породы.

По Моору (1970).

1 — кремнии (Ch); 2 — лавы; 3 — кварцевые диориты (QD); 4 — габбро; 5 — дайки габбро; 6 — пироксениты (Px); 7 — дайки пироксенитов; 8 — дуниты и перидотиты

клинальная складчатость и деформации — результат проникающего течения почти в твердом состоянии. На ультраосновных породах залегает толща мощностью 4,5 км, представленная габбро, диоритами и лавами базальтов, для которых характерна значительно более простая расслоенность магматического происхождения с признаками фракционирования в процессе кристаллизации. Сходство минерального состава обеих толщ и сложные постепенные переходы интрузивных пород в основные экструзивные указывают на общность их происхождения. Переходная зона пироксенита, дунита и габбро отделяет ультрабазиты от зоны основных пород. Структурное несогласие между зоной ультрабазитов и расположенной над ней зоной основных пород (см. рис. 3-4) является главным доказательством различия в происхождении этих двух элементов разреза. Вычисленный валовый состав комплекса представлен в табл. 3-3, а разрез и средние мощности его главных членов — в табл. 3-4.

Таблица 3-4

Мощность зон комплекса Вурино, по Моору [1970]

Зона	Состав, %	Мощность, км
<i>Ультраосновные породы</i>		7
Дуниты	32	
Гарцбургиты	63	
Пироксениты	23	
<i>Переходная</i>		1,9
Пироксениты	23	
Габбро	14	
Дуниты	63	
Габбро		0,8
Диориты		0,7
Базальтовые лавы		1,0
Кварцевые диориты и дациты		0,2
С у м а		11,6

В соответствии с гипотезой Моора комплекс образовался за счет частичного плавления мантийного материала с последующим внедрением его в виде деформированной и дифференцированной твердо-жидкой массы на дно океана. Зона ультраосновных пород представляет собой тугоплавкий, в основном нерасплавленный компонент материнского мантийного материала, который претерпел сложную деформацию главным образом при проникающем течении в твердом состоянии. Отщепленный мафический расплав кристаллизовался над остаточной ультраосновной подошвой, образуя расслоенный комплекс со значительно более простой структурой. В качестве альтернативной гипотезы Моор допускает и то, что комплекс может состоять из надвинутой чешуи океанической коры

и верхней мантии (последняя представлена зоной гипербазитов, а первая — зоной основных пород и переходной зоной). Он указывает на то, что мощности основных пород и переходной зоны соответствуют мощности океанической коры (см. табл. 3-4). Как отмечалось Моором и обсуждается далее, эти альтернативные гипотезы не обязательно являются взаимно исключающими одна другую. Следует отметить значительное сходство между комплексом Вурино и поясом гипербазитов Папуа (обсуждается ниже) и между их предполагаемым происхождением.

Пояс ультраосновных пород Папуа¹. Пояс ультраосновных пород Папуа шириной 40 км обнажен на протяжении 400 км (рис. 3-5). Он состоит из комплекса перидотитов, габбро и базальтов, распределение которых позволяет говорить о грубом расслоении (перидотиты располагаются внутри и у основания, в центре они перекрываются габбро, а по направлению к океану — базальтами). Разрез через этот пояс представлен в табл. 3-5. Учитывая падение

Таблица 3-5

Основные петрографические комплексы ультраосновного пояса Папуа, по Дэвису [1969]

Зона	Петрографический состав	Мощность, км
Базальтов	Базальты, спилиты, лавы, подушечные лавы, на одной из площадей дациты	4—6
Габбро	Габбро высоких уровней: офитовые, иногда вверх по разрезу переходящие в базальты, зернистые, мощностью до 1 км, включающие кумуляты (размеры зерен 1—2 мм)	4
Ультраосновных пород	Кумулятивные ультрабазиты, вверх по разрезу, вероятно, переходящие в кумулятивные габбро	0,2—0,5
	Некумулятивные ультрабазиты: гарцбургиты, дуниты, пироксениты; деформированная метаморфическая структура; размер зерна 4—20 мм	4—8

комплекса в сторону океана, Дэвис интерпретировал его как фактическое продолжение океанической мантии и коры. Судя по наблюдениям, мощность зоны базитов близка к мощности соседней с ней океанической коры. Поэтому комплекс гипербазитов Папуа рассматривается как часть плиты океанической коры и мантии, надвинутой на сиалическую окраину южной части Папуа (сжатие — результат взаимодействия между движущейся на север Австралийской плитой и движущейся на запад Тихоокеанской).

Считают, что более 90% ультраосновных пород представляют собой первичный мантийный материал, образующий дно, на котором произошло накопление кумулятов габбро. Гипербазиты состо-

¹ Davies [1968, 1969].

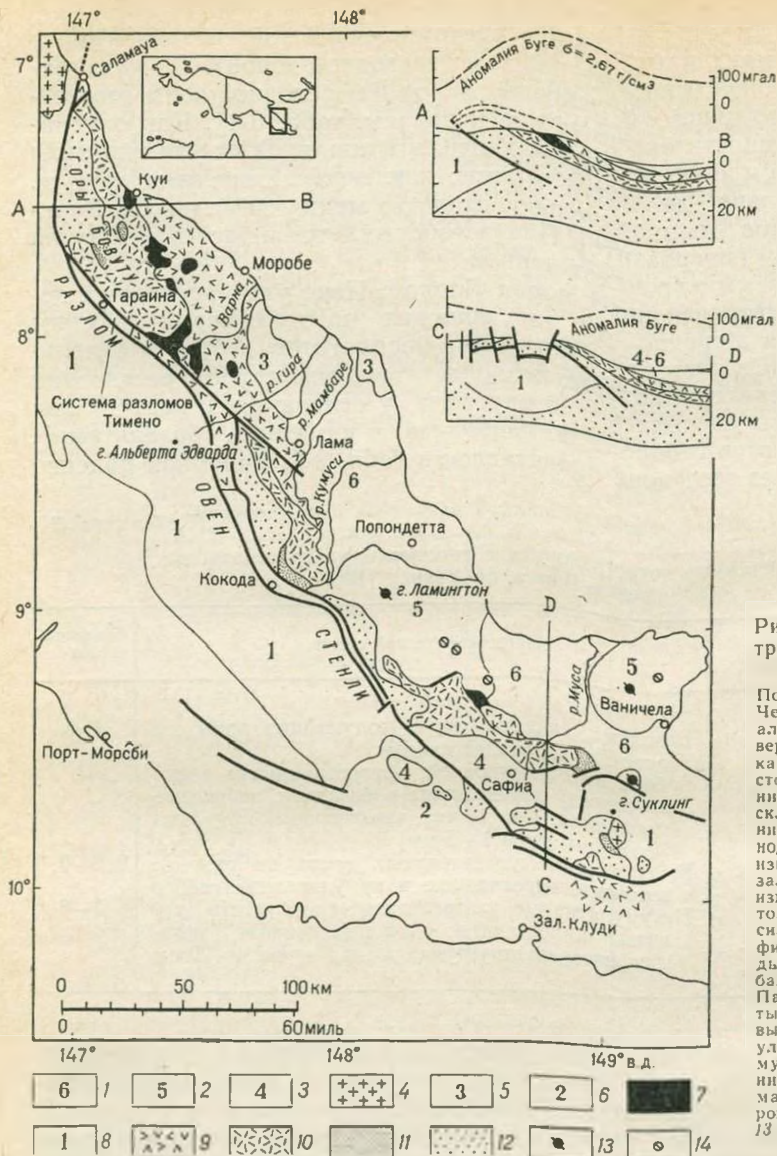


Рис. 3-5. Пояс ультраосновных пород Папуа.

По Б. Девису (1969). Четвертичные: 1 — аллювий; 2 — вулканисты; 3 — вулканисты, аллювий, складчатость; средний миоцен: 4 — гранодиориты, 5 — туфы, известняки, 6 — базальты, подчиненные известняки; эоцен: 7 — тоналиты; мел: 8 — сиалические метаморфизованные породы. Частично метабазальты; мел, пояс Папуа: 9 — базальты, подушечные лавы, 10 — габбро, 11 — ультрамафиты кумулированные; древние (?): 12 — ультрамафиты некумулятивные. Вулканы: 13 — активные, 14 — потухшие

ят преимущественно из гарцбургита (от 60 до 80% оливина, Fo_{93}); структуры кумулятивного типа и плагноклаз полностью отсутствуют. Эти породы сходны с типичными альпийскими ультрабазитами и обнаруживают широкое развитие структур деформации. Между некумулятивными гипербазитами и зоной основных пород располагается тонкий (100—500 м) слой более тонкозернистых ультраба-

зитов, обладающих типичными кумулятивными структурами и имеющих меньше признаков деформации. Большую роль играет наличие разрыва в химическом составе между оливином и пироксеном кумулятивных и некумулятивных членов¹.

Кумулятивные гипербазиты в свою очередь перекрываются мощными толщами габбро, обедненными щелочами с высоким содержанием магния; они большей частью также, по-видимому, по своей природе являются кумулятивными (хорошо выраженная слоистость и отсутствие структур деформации). Над габбро располагаются массивные базальты и спилитовые подводные лавы (мощность 4—6 км). Контакты между зонами постепенные, видимо, ультраосновные кумуляты, габбро и базальты образовались в процессе кристаллизационной дифференциации одной и той же материнской магмы. И, напротив, деформированные некумулятивные гипербазиты имеют, как полагают, иное происхождение, представляя собой дно тугоплавкого, нерасплавленного материала верхней мантии.

Плутонический комплекс Трудос, о. Кипр [Уилсон, 1959; Гасс, 1967, 1968]. Плутонический комплекс Трудос, состоящий из габбро и перидотитов, обнажен на площади в несколько сот квадратных километров и связан с двумя другими крупными комплексами — расслоенным интрузивным комплексом и серией подушечных лав Трудос (рис. 3-6). Подушечные лавы представлены преимущественно образовавшимися в подводных условиях базальтовыми (толеитовыми) породами, мощность их около 1 км. Они моложе подстилающего их расслоенного интрузивного комплекса, мощность которого от 2 до 4 км. Комплекс состоит из плотного пучка параллельных, ориентированных в меридиональном направлении, крутопадающих даек основного состава. В 120-километровом разрезе (вквост простираения) отмечается до 48 000 даек шириной до 3 м, причем закаленная краевая зона в них отсутствует. Более чем на 90% разрез состоит из толеитовых даек, разделенных тонкими «экранами» основных пород близкого состава. Эта система в некоторых отношениях напоминает систему даек, наблюдаемую в Срединно-Атлантическом хребте в Исландии², поэтому Гэсс интерпретировал структуру о. Кипр как сформировавшуюся на оси бывшего срединно-океанического хребта, подвергшегося растяжению в широтном направлении³.

Породы плутонического комплекса Трудос варьируют по составу от дунитов и перидотитов до габбро и гранофиоров (через пироксениты и оливиновые габбро). Ультраосновные породы (оливин, Fo₉₂) окружены большим кольцом габбровых пород. Контактные взаимоотношения не ясны, но предполагается, что отношение ультраосновных пород к основным с глубиной значительно возрастает, и габбро «хотя они и распространены на поверхности, в действи-

¹ England, Davies [1970].

² Bodvarsson, Walker [1964].

³ Moores, Vine [1971].

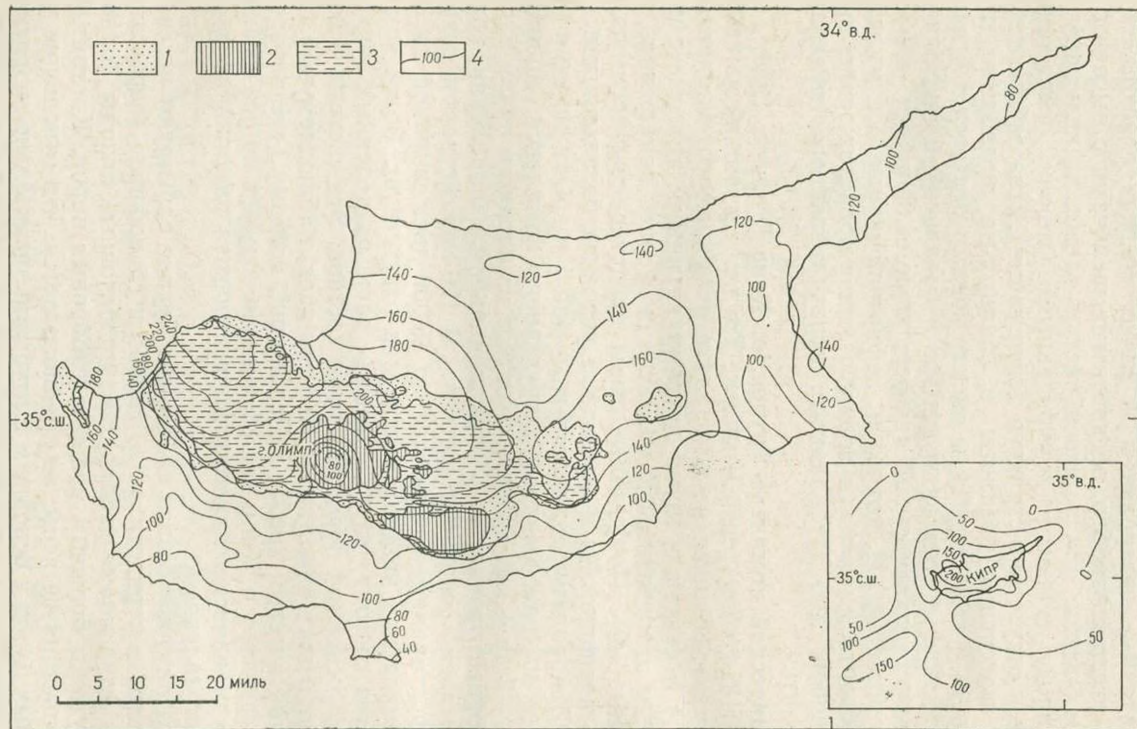


Рис. 3-6. Комплекс Трудос о. Кипр (относительно гравитационных аномалий Буге).

По И. Гэсу (1967).

1 — серия подушечных лав; 2 — плутонический комплекс; 3 — расчлененный интрузивный комплекс; 4 — изогалы Буге. Плотности использованные для редукций Буге ($\text{г}/\text{см}^3$): изверженные и вулканические породы 2,7, другие породы 2,4

тельности являются второстепенными дифференциатами обширной массы ультраосновного материала, подстилающего массив Трудос». Последнее заключение основано на интерпретации данных гравиметрии (см. рис. 3-6), указывающих на присутствие крупной положительной аномалии силы тяжести, амплитуда которой увеличивается до 250 мгал на северо-запад от выхода ультрабазитов. Это одна из крупнейших известных положительных аномалий силы тяжести; она указывает на наличие под этим регионом о. Кипра огромной массы плотных ультраосновных пород.

Согласно интерпретации данных гравиметрии Гэссом, высокоплотная масса залегает около поверхности и представляет собой прямоугольную горизонтальную плиту, вытянутую на 200 км с востока на запад и на 120 км с севера на юг, мощностью не менее 12 км при плотности, по крайней мере, 3,3 г/см³. Гэсс высказал предположение, что породы серии изверженных пород Трудос первоначально представляли собой вулканоплутоническое сооружение, образованное из мантии на гребне срединно-океанического хребта между Евразией и Африкой. Во время альпийской орогении Евразийская и Африканская плиты сошлись, и ультраосновные породы Трудос оказались подвинутыми под Африканскую сиалическую плиту. Произошли срыв пластины верхней мантии и ее соединение с нижележащей сиалической корой, что привело к поднятию о. Кипр. Плутонический комплекс Трудос рассматривается, таким образом, как материал верхней мантии, частично расплавленный и дифференцированный *in situ*.

При последующем изучении массива Трудос Моор и Вайн [1971] предложили интерпретацию, во многом согласующуюся с интерпретацией Гэсса. Они пришли к выводу, что «Массив Трудос представляет собой чешую океанической коры и верхов мантии; что гарцбургиты и дуниты ультраосновных пород представляют собой «истощенную» мантию, а оливиновые пироксениты и габбро — интрузивный или кумулятивный магматический материал; что габбро и нижний расслоенный комплекс являются сейсмическим слоем 3 океанической коры, а верхний расслоенный комплекс, нижние подушечные лавы и верхние подушечные лавы — слоем 2».

Ультраосновные породы океанических бассейнов. Исследования срединно-океанических хребтов показали, что в них есть большие по площади выходы ультраосновных пород. Уилсон [1968] составил перечень таких выходов¹. Они обнаружены на пространственно весьма разобщенных участках вдоль Срединно-Атлантического хребта, хребта Индийского океана и оси Красного моря. Принимая во внимание ограниченное число проведенных исследований и частоту обнаружения ультраосновных пород, представляется, что в срединно-океанических хребтах мы наблюдаем самые большие выходы ультраосновных пород из всех, которые есть на Земле. Это имеет особое значение, учитывая небольшую глубину (3 км ниже поверхности коры), на которой мантийные скорости (около 8 км/с)

¹ Udintsev, Dmitriev [1971].

были обнаружены в ряде районов Срединно-Атлантического и Тихоокеанского хребтов¹. Устанавливаемое с помощью сейсмологии неглубокое залегание мантийного материала, ярко выраженная сейсмическая анизотропия мантии (разд. 3-2), интенсивно деформированная структура срединно-океанических хребтов и широкое распространение ультраосновных пород свидетельствуют в пользу разделяемого многими мнения о том, что последние действительно представляют собой субокеаническую верхнюю мантию.

Особую роль играет драгирование в глубоководных желобах вдоль зон разломов Чейн, Романш и Святого Павла в местах, где они пересекают Срединно-Атлантический хребет². Перидотиты обычно драгировались с самых глубинных уровней, базальты — с верхних склонов, а габбро и зеленые сланцы — с промежуточных уровней. На одном участке разлома Романш была установлена минимальная мощность (3,5 км) ультраосновных пород (главным образом лерцолиты), состав которых близок к составу пород Лизард и Тинаквилло. Бонатти пришел к выводу, что эти местонахождения свидетельствуют в пользу точки зрения, согласно которой ультраосновные породы мантийного происхождения являются преобладающими типами пород срединно-океанических хребтов. Кроме того, в зоне разломов Романш драгирование показало присутствие в океанической коре³ пород дифференцированного расслоенного габбрового комплекса. Их петрология оказалась сходной с петрологией габбро массива Трудос, гор Повуту (пояс ультрабазитов) и комплекса Камагей, Куба.

Океанические глубоководные желоба (например, Тонга и Пуэрто-Рико) отражают другую обстановку, в которой находят ультраосновные породы. Сходство между ультраосновными породами, обнаруживаемыми в срединно-океанических хребтах, глубоководных желобах, на островных дугах и в орогенных областях, приобрело новое значение в свете теорий спрединга морского дна и тектоники плит. Во-первых, динамика и высокая мобильность мантии обеспечивают новые и правдоподобные механизмы внедрения плотных ультраосновных пород в орогенную сиалическую среду. Во-вторых, предполагается, что альпидные ультрабазиты и офиолиты, ныне присутствующие на островных дугах и в Альпийско-Гималайском орогенном поясе, могли фактически сформироваться в срединно-океанических хребтах (Трудос) и затем транспортироваться вместе с мигрирующим морским дном на свои современные позиции⁴.

Эту точку зрения успешно развивали Дьюи и Бёрд [1971], Моор и Вайн [1971], а также Колеман [1971], показавшие близкое сходство структур, размеров, геофизических и петрологических свойств офиолитовых комплексов и разрезов океанической коры и верхов мантии. Они высказали предположение, что офиолитовые

¹ Le Pichon et al. [1965]; Keen, Tramontini [1970]; Menard [1960].

² Bonatti [1968]; Bonatti et al. [1971].

³ Melson, Thompson [1970].

⁴ Thayer [1969a]; Bonatti [1968]; D. Green [1970a, b]; Bonatti et al. [1971].

комплексы представляют собой чешуи океанической коры и мантии (которые были обдущированы, т. е. надвинуты в их современные сиалические обстановки в процессе столкновения плит) и попробовали применить эту гипотезу для объяснения многих геологических и петрологических характеристик офиолитовой ассоциации.

Петрогенез. Выше мы рассмотрели группу перидотитов, за которой после детальных исследований было признано мантийное происхождение. К этой группе можно было бы отнести и большие перидотитовые комплексы Кубы, Филиппин и Новой Каледонии. Возможно, они дают нам относительно прямые доказательства их происхождения из верхней мантии. Конечно, не все перидотиты имеют мантийное происхождение — большая их часть образуется в виде обогащенных оливином кумулятов из стратиформных мафических интрузий в пределах коры (например, комплексы Бушвельд и Стиллуотер). Повторная мобилизация тел ультраосновных пород таких комплексов может происходить в орогенетические этапы, и некоторые альпийские перидотиты, очевидно, образовались именно таким образом¹, поэтому к изучению каждого местонахождения перидотитов и его генезиса следует подходить индивидуально.

Несмотря на то что петрогенетические интерпретации авторов, описывавших комплексы Вурнио и Трудос, а также пояса ультраосновных пород Папуа, различаются в некоторых важных деталях, они едины в главном — в обосновании того, что эти массивы и другие сопоставимые с ними были созданы в общем одними и теми же процессами. Моор и Гэсс обратили особое внимание на тесные генетические взаимосвязи, существующие между ультрабазитами, габбро и базальтами, тогда как Тейер² указал на связь между

¹ Smith [1958].

² Тейер [1960, 1967, 1969 а, b, с] был главным защитником генетических взаимосвязей между многими крупными альпийскими ультрабазитами и ассоциирующими габбро. Он привел, случай, свидетельствующий в пользу конечного происхождения этих комплексов из верхней мантии. Несколько удивительно его утверждение о том, что базальты генетически не связаны с этим процессом, хотя данные, полученные в комплексах Трудос, Папуа и Вурнио, противоречат этой точке зрения. Тейер подчеркивает обогащенность магнием и бедность щелочами габбро, обычно ассоциирующих с альпийскими ультрабазитами, и различие в составе между этими габбро и обычными типами базальтов. Результаты исследований Дэвиса, Гэсса и других ученых показывают, что характеристики габбро по крайней мере частично связаны с их аккумулятивной природой. Вероятно также, что частичное плавление материнского материала состава высокотемпературных перидотитов (например, Лизард, см. табл. 3-3), ранее претерпевшего фракционирование (потеря небольшой части высокощелочных магм), могло привести к образованию мафических дифференциатов, богатых магнием и бедных щелочами. Т. Грин (1970) примирил основные моменты интерпретации Тейера и других авторов.

Иногда считали, что расслоенные структуры, часто встречающиеся в ультрабазитовых зонах крупных массивов альпийских перидотитов, требуют признания их происхождения за счет аккумуляции из первичных ультраосновных магм [например, O'Hara, Mergu, 1963], но эта весьма крайняя гипотеза не является, по-видимому, необходимой. Вполне возможно, что расслоение могло развиваться во время *частичного* плавления первичного мантийного материала, сопровождаемого дифференцированным удалением взвешенных кристаллов в подвижной системе кристалл — расплав.

ультрабазиитами и габбро. Взаимосвязь этой группы комплексов можно объяснить частичным плавлением первичного мантийного материала, за которым следовало отделение мафической магмы из остаточных дунитов и перидотитов. Изначальное формирование таких комплексов в верхах мантии отстаивал Тейер. Последующее восходящее внедрение их в кору могло сопровождаться деформацией и смятием в складки преимущественно твердых остаточных дунитов и перидотитов, тогда как дополнительные мафические расплавы кристаллизовались на более высоких уровнях с образованием расслоенных стратиформных комплексов с более простыми текстурами и кумулятивными структурами.

Именно таким образом возникли структурные и минералогические различия между высокоуровневыми, преимущественно мафическими кумулятами и дном — остаточными ультрабазиитами, хотя, в конечном счете, эти единицы имеют родственное происхождение.

Уже отмечалось сходство между составами высокотемпературных перидотитов и средними составами некоторых перидотито-габбровых комплексов (например, Вуринно, см. табл. 3-3). Соотношения между ними легче всего интерпретировать с помощью гипотезы, постулирующей различную степень частичного плавления во время восходящего движения диапиров материнского мантийного материала из зоны пониженных скоростей¹. Высокотемпературные перидотиты представляют собой горячие мантийные диапиры, испытавшие лишь очень незначительную степень частичного плавления и сегрегации магмы и поэтому приближающиеся к составу примитивной мантии (пиролит). Диапиры, происходящие с больших глубин, однако, пересекают солидус до того как достигнут коры (см. рис. 4-7), поэтому они претерпевают интенсивное частичное плавление и сегрегацию магмы в верхах мантии. Это приводит к образованию перидотито-габбровых комплексов, что сопровождается, возможно, обширным базальтовым вулканизмом. Предполагается, что эти процессы особенно важное значение имеют под срединно-океаническими хребтами.

И, наконец, рассмотрим альтернативную гипотезу происхождения некоторых альпинотипных ультрабазитов и определим возможный путь их происхождения. Альтернативная гипотеза рассматривает зоны ультраосновных пород некоторых офиолитовых комплексов как кумуляты материнской базальтовой магмы. Зоны таких пород обнаружены в крупных основных стратиформных интрузиях, например в комплексах Бушвелд и Стилутер. Повторная мобилизация ультраосновных пород во время орогенеза могла привести к образованию сорванных интрузий, интерпретируемых как альпинотипные ультрабазиты. Аналогичное объяснение происхождения группы альпинотипных ультраосновных интрузий в Новой Зеландии мы находим у Чэллис [1965]. По ее мнению, они представляют

¹ D. Green, Ringwood [1967a]; D. Green [1970a].

собой осадки из глубинных магматических камер вдоль линии древних вулканов, выбрасывавших большие объемы бедных оливинном базальтовых пород. Новозеландские интрузии сопоставимы с зонами ультраосновных пород Стилуотер и Великая Дайка.

Представляется вероятным, что альпинотипные ультрабазиты являются полигенными и к генезису каждого их местонахождения следует подходить индивидуально, опираясь на имеющиеся факты. В рассмотренных выше примерах ключевыми данными служат большие объемы и структурные нарушения зон ультраосновных пород относительно ассоциирующих с ними габбро. Напротив, ультраосновные бесплагноклазовые кумулятивные зоны крупных мафических стратиформных тел (например, комплексы Бушвелд и Стилуотер) составляют всего лишь 10—20% (первоначального) объема всего комплекса. Более того, слоистость ультрабазитов и расположенных выше зон основных пород является в общем параллельной и согласной.

Важные данные получают из минералогических исследований. Хесс [1939] отметил однородность минеральных составов альпинотипных ультрабазитов, для которых обычно характерны состав оливина, отвечающий 90—95% форстерита, и содержание никеля $0,3 \pm 0,1\%$. С другой стороны, зоны ультраосновных пород, кумулирующихся, как известно, из базальтовых магм, обычно характеризуются значительным диапазоном составов и, как правило, более богаты железом и обеднены никелем. Например, состав оливина в зоне ультраосновных пород комплекса Стилуотер¹ отвечает 80—90%, а в зонах дунитов интрузии Мускокс² 70—85% форстерита. Этот критерий очень полезен, но он не без недостатков, поскольку известны случаи, когда кумуляты, осаждавшиеся, как полагают, из мафических магм, имеют содержания форстерита, выходящие за пределы диапазона, характерного для альпинотипных ультраосновных пород³.

Более надежным критерием является диапазон составов, наблюдаемый в минералах зон ультраосновных пород данной интрузии. Относительное постоянство состава оливина в большинстве альпинотипных перидотитов — важная особенность для тел, которые, как предполагают, являются тугоплавкими остатками от процессов частичного плавления. Кроме того, дифференциация в условиях замкнутой системы больших объемов мафических магм почти неизбежно приводит к фракционированию расплава и изменениям в составе выделяемых кристаллов⁴. Для самого раннего ликвидусного оливина может быть свойствен состав, отвечающий 89—94% форстерита; он может быть аналогичным оливины многих альпи-

¹ Jackson [1967].

² Irvine, Smith [1967].

³ Например, Великая Дайка — $Fe_{86}-Fe_{94}$ [Jackson, 1967].

⁴ Irvine, Smith [1967].

нотипных перидотитов. Однако с повышением степени кристаллизации кристаллы становятся более богатыми железом¹ и выходят за пределы диапазона, характерного для большинства альпийских перидотитов. Важным критерием служит и поведение никеля во время фракционирования. Для никеля коэффициент распределения между оливином и расплавом является очень высоким² — в диапазоне 10—15. Это указывает на то, что концентрация никеля в оливинах, кристаллизующихся из мафической (или пикритовой) магмы, снижается в два раза всего лишь после 5—8% кристаллизации.

Последние исследования³ изотопного состава стронция из альпийских ультрабазитов показали, что он часто более радиоактивен (отношения $^{87}\text{Sr} : ^{86}\text{Sr}$ до 0,725, в среднем 0,711), чем в базальтах мантийного происхождения (в среднем 0,703). Это противоречит предположению о том, что альпийские ультрабазиты происходят из материнских мафических (или пикритовых) магм. Данное несоответствие, однако, отнюдь не противоречит гипотезе, в соответствии с которой ультрабазиты представляют собой продукты остаточных процессов частичного плавления в мантии.

Представляется, что определение генезиса ультрабазитов (как непосредственных продуктов мантии или как кумулятов кристаллизовавшейся базальтовой магмы) требует рассмотрения различных данных, например, размеров интрузии и ее тектонических соотношений, относительных объемов ультраосновных и основных компонентов и их структурных соотношений. Решающие свидетельства наряду с измерениями изотопного состава стронция могут дать и детальные минералогические исследования фракционирования Fe, Mg, Ni и Cr⁴. Сочетание результатов всех этих исследований обычно позволяет установить происхождение интрузии, хотя есть и такие, которые не могут быть интерпретированы однозначно.

Дискуссия. Рассмотренные в этом разделе сведения, несомненно, указывают на то, что некоторые типы крупных тел ультраосновных пород представляют собой порции материалов верхней мантии, впоследствии внедрившиеся в кору. Характерные местонахождения ультраосновных пород альпийского и офиолитового типов вдоль срединно-океанических хребтов, в океанических желобах, на островных дугах, а также в орогенических поясах приобретают большое значение в свете теорий спрединга морского дна и тектоники плит, которые пытаются дать интегрированную интерпретацию их происхождения и способа внедрения в земную кору⁵.

¹ Irvine, Smith [1967]; Jackson [1967].

² Wager, Mitchell [1951].

³ Hurley [1967]; Stueber, Murthy [1966]; Bonatti et al. [1971].

⁴ Тайер [1969] указал на большое значение знания химии хромита и масштабов его локальной кумуляции при идентификации ультраосновных кумулятов из материнских базальтовых магм и ультраосновных пород мантийного происхождения.

⁵ Coleman [1971]; Moores, Vine [1971]; Dewey, Bird [1971].

Следует признать, что предстоит решить еще многие частные проблемы петрогенеза и петрохимии этих пород. Весьма важны такие, например, проблемы, как наличие во многих альпинотипных ультрабазитах высоко радиогенного стронция¹. Решение этих проблем потребует проведения обширных исследований. Тем не менее результатом первостепенной важности должно считаться то, что исследования многих тел ультраосновных пород коры дают все основания для предположения о том, что обширные области верхней мантии имеют также ультраосновной состав. Это подтверждается интерпретацией физических свойств верхней мантии (см. разд 3-2).

И, напротив, изучение распространенных в земной коре эколгитов (не считая ксенолитов в алмазных трубках) мало способствует подтверждению гипотезы, в соответствии с которой эколгиты являются основным компонентом верхней мантии. По сравнению с перидотитами эколгиты встречаются чрезвычайно редко. Размеры проявлений эколгитов намного меньше, чем проявлений перидотитов; размеры тел редко превышают 1 км², чаще всего их максимальный размер составляет несколько десятков метров. В прошлом многие геологи предполагали, что встречающиеся в коре эколгиты внедрились с более глубоких уровней, возможно, из мантии, в результате тектонических процессов. В большинстве случаев полевые данные в защиту этой гипотезы являются, мягко говоря, незначительными. Гипотеза изначально базировалась на предвзятом мнении, будто бы эколгиты нестабильны в *P-T*-условиях, характерных для земной коры, и должны были, следовательно, формироваться в условиях значительно более высоких давлений, су-

¹ Стронций из альпинотипных ультраосновных пород имеет значительный диапазон изотопных составов при среднем значении $^{87}\text{Sr} : ^{86}\text{Sr} 0,711$, сопоставимом со значением 0,703 для океанических базальтов. Это указывает на то, что альпинотипные ультрабазиты генетически не связаны с ассоциирующими габбро и базальтами, а представляют собой части верхней мантии, которые были фракционированы относительно рубидия на очень низкой стадии развития Земли. При таком объяснении возникает ряд проблем с точки зрения динамической обстановки (ныне связываемой с мантией) и вероятности довольно эффективного смешивания материала (см. гл. 8). Трудно игнорировать и многочисленные петрологические данные, которые часто подтверждают генетическую связь ультрабазитов и ассоциирующих с ними базитов.

Аномальное поведение Sr можно связать с сепарацией магм из материнского мантийного материала (пиролит) в условиях, не обеспечивающих среднего изотопного равновесия между магмой и остаточными ультрамафическими фазами. Оливин и эгстатит из пиролитов должны, по-видимому, характеризоваться высоким отношением Pb : Sr и наличием сильно радиогенного стронция, тогда как большая часть «обычного» стронция оседает в диопсиде и в аксессуарных интерстициальных фазах (например, апатит). Частичное плавление, приводящее к высвобождению базальтов, выражается в распаде этих фаз и включению их Sr и Pb в состав расплава. Это может не коснуться радиогенного Sr, «замкнутого» в остаточном оливине и эгстатите. Последующие деформация и повторная кристаллизация остаточных ультрабазитов, происходившие в процессе внедрения их в кору, возможно, сопровождалась избирательной потерей рубидия из оливина и ортопироксена и перераспределением радиогенного Sr, о чем свидетельствуют наблюдаемые ныне образцы. Эта интерпретация детальнее разработана Грэхэмом и Рингвудом [1971].

ществующих только в мантии. Сейчас уже известно, что это мнение было ошибочным — новейшие экспериментальные данные (приведенные в гл. 1 и 2) показали, что в «сухих» условиях многие эклогиты являются стабильными в диапазоне P - T -условий, соответствующих условиям коры. Вполне согласующиеся с экспериментальными данными детальные исследования проявлений эклогитов в зонах регионального метаморфизма позволили доказать их превращение из мафического материала *in situ* и опровергнуть представление о них как о тектонически транспортированном мантийном материале. Единственными эклогитами, для которых мантийное происхождение может считаться твердо доказанным, являются те, которые встречаются в виде включений в алмазных трубках и в некоторых типах щелочных базальтов.

3-4. КСЕНОЛИТЫ МАНТИЙНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Включения в кимберлитовых трубках. В 1928 г. Вагнер опубликовал классическую работу, в которой дал интерпретацию кимберлитовых включений и показал их значение. Кимберлитовые трубки, несущие алмазы, часто встречаются на территории более чем на 1 млн. км² в Южной Африке и на сопоставимой по площади территории Сибири. Они известны также в Индии, Бразилии, США и Австралии. Там, где трубки хорошо обнажены, в них наблюдаются многочисленные ксенолиты пород коры, которые кимберлиты, как известно, прорывали в процессе движения вверх¹. Они также содержат много ксенолитов пород, о распространении которых поблизости ничего неизвестно, в частности перидотитов, пироксенитов и эклогитов. Вагнер пришел к заключению, что эти ксенолиты связаны с самыми глубокими уровнями Земли и представляют собой образцы глубинных типов пород, прорванных трубками. Присутствие алмазов в трубках и во включениях означает, что трубки происходят со значительных глубин верхней мантии. Исследователь сделал вывод, что перидотит-эклогитовые ксенолиты кимберлитовых трубок представляют собой случайные образцы пород верхней мантии, распространенные на обширной субконтинентальной площади.

Гипотеза П. Вагнера была подтверждена многими дальнейшими исследованиями. Температура² кимберлитовой магмы (до взрывного извержения и адиабатического охлаждения) была, вероятно, не намного меньше 1000°С, а при такой температуре для обеспечения стабильного синтеза алмазов из графита минимальное давление должно было составлять приблизительно 45 кбар³. Вряд ли можно сомневаться в том, что обнаруженные в кимберлитах хорошо выкристаллизованные алмазы выросли в стабильных термодинамических условиях, что свидетельствует об образовании алма-

¹ Williams [1923].

² Harris, Middlemost [1970]; Kushiro et al. [1968]; McGetchin [1968].

³ Bundy [1963]; пересмотренная шкала давления.

зоносных кимберлитов и несущих алмазы ксенолитов на глубине не менее 140 км. Экспериментальное исследование¹ условий формирования очень интересных диопсид-ильменитовых прорастаний, найденных в виде нодулей в некоторых трубках, является серьезным доказательством их происхождения на глубине, возможно, 300 км.

Температура равновесия гранатовых лерцолитов может быть определена на основании экспериментальных данных по твердому раствору ортопироксена в клинопироксене². Она находится в диапазоне 800—1300° С (средняя 1000° С). В сочетании с данными о высоких давлениях и температурах, необходимых для образования твердого раствора Al_2O_3 в пироксенах³, они указывают на то, что равновесие большинства гранатовых лерцолитов в кимберлитах достигалось при давлениях 20—60 кбар или на соответствующих глубинах (около 60—200 км); таким образом, они имеют мантийное происхождение. Исследования конноид Fe—Mg—Ca между сосуществующими гранатом и пироксенами эклогитов из кимберлитов показали, что они не похожи на соответствующие конноиды эклогитов с доказанным коровым происхождением; так был сделан вывод о мантийном происхождении эклогитов⁴. Это подтверждается нахождением в некоторых эклогитах⁵ алмазов. Исследования механизма интрузии кимберлитов показали, каким образом кимберлитовым магмам удалось транспортировать плотные ксенолиты с таких больших глубин на поверхность.

Весьма важен тот факт, что в африканских и сибирских кимберлитах, где опробование производилось наиболее тщательно, *перидотитовые включения*, как установлено, *распространены значительно шире*⁶, чем эклогитовые. При изучении южноафриканских трубок Мак-Грегор и Картер [1970] подсчитали, что приблизительно 95% ксенолитов во всех кроме одной трубках имели ультраосновной состав и 5% — эклогитовый. (Исключение составила трубка Робертс-Виктор, содержащая около 80% эклогитовых ксенолитов и 20% ксенолитов ультрабазитовых пород). Повсеместное преобладание перидотитовых ксенолитов свидетельствует о том, что верхняя мантия, представленная ксенолитами в кимберлитовых трубках, имеет преимущественно перидотитовый состав, а эклогиты являются хотя и широко распространенным, но количественно подчиненным компонентом.

Вильямс и Соболев [1959] провели серьезное петрологическое и минералогическое изучение кимберлитов из ксенолитов. Перидотитовые нодули состоят преимущественно из варьрующих по со-

¹ Ringwood, Lovering [1970].

² Boyd [1967]; Sobolev [1970].

³ Boyd, MacGregor [1964]; D. Green, Ringwood [1967b, 1970]; Boyd [1970]; O'Hara [1967 a, b].

⁴ Kushiro, Aoki [1968].

⁵ Sobolev, Kuznetsova [1966].

⁶ Wagner [1928]; Williams [1932]; Dawson [1962]; Nixon et al. [1963]; Sobolev (устное сообщение).

отношению четырех основных минералов: оливина, ортопироксена, клинопироксена и граната (табл. 3-6). Среди ультраосновных ксенолитов доминирующим минералом является оливин (Fo_{88-94}); сред-

Таблица 3-6

Количественные соотношения (%) типов пород в ксенолитах ультраосновного и основного состава из кемберлитовых трубок Южной Африки, по Матиасу, Зиберту и Риквуду [1970], Мак-Грегору (устное сообщение, 1969)

Порода	Минералогия	Матиас и др. (1970)*	Мак-Грегор, (1969)**
<i>А. Перидотит-пироксенитовая ассоциация</i>			
Дуниты	Ol	0,3	0,5
Гарцбургиты	Ol, Орх ± Sp	16	26
Лерцолиты	Ol, Орх, Срх ± Sp	14	11
Гранатовые гарцбургиты	Ol, Орх, Ga	18	21
Гранатовые лерцолиты	Ol, Орх, Срх, Ga	43	39
Пироксениты	Ol, Срх ± Ga	6	2,5
Другие		3	—
<i>Б. Эклогитовая ассоциация***</i>			
Эклогиты	Ga, Срх	63	—
2-рх эклогиты	Ga, Срх, Орх	2	—
Книанитовые эклогиты	Ga, Срх, Ку	8	—
Корундовые эклогиты	Ga, Сог, Срх	6	—
Кварцевые эклогиты	Ga, Срх, Qz	0,6	—
Плагиоклазовые эклогиты****	Ga, Срх, Pl	8	—
Гранатовые эклогиты***	Ga, Срх, Pl, Qz	3	—
Другие		9	—

* Совокупность из 295 ксенолитов.

** Совокупность приблизительно из 200 ксенолитов.

*** Совокупность из 171 ксенолита.

**** Возможно, гранулиты корового происхождения.

Сокращения. Ol — оливин; Орх — ортопироксен; Срх — богатый кальцием клинопироксен; Ga — богатый пиропом гранат; Ку — кианит; Сог — корунд; Qz — кварц; Pl — плагиоклаз; Sp — шпинель.

нее отношение оливин: ортопироксен составляет 2:1. Наиболее распространенной минеральной ассоциацией является гранатовый лерцолит (средний состав: Ol 64%, Орх 27%, Срх 3%, обогащенный пиропом гранат 6%). Следует указать на широкий диапазон соотношений минералов в различных группах пород перидотитовой ассоциации. По существу, имеет место цепь постоянных минеральных переходов между гарцбургитом, лерцолитом, гранатовым гарцбургитом и гранатовым лерцолитом¹. Химические составы перидо-

¹ Ссылки на новейшие публикации даны Уилли [1967] и Даусоном [1968].

титов из ксенолитов изучены Карсуэллом и Даусоном [1970]. Их результаты обобщены в табл. 3-7. Следует отметить сходство между составами гранатовых перидотитов из алмазных трубок и составами ультраосновных пород из высокотемпературных перидотитов и офиолитов (см. табл. 3-3).

Таблица 3-7

Состав ксенолитов гранатовых перидотитов из южноафриканских алмазных трубок, по Карсуэллу и Даусону [1970]

Компоненты	Содержание, %		Диапазон содержания	Компоненты	Содержание, %		Диапазон содержания
	среднее для 9 анализов	среднее для 6 анализов			среднее для 9 анализов	среднее для 6 анализов	
SiO ₂	46,5	45,5	44,5—47,9	NiO	0,3	0,3	0,25—0,4
TiO ₂	0,3	0,2	0,02—2,3	MgO	42,0	41,9	37,7—45,7
Al ₂ O ₃	1,8	2,7	1,1—3,3	CaO	1,5	1,9	0,9—3,5
Cr ₂ O ₃	0,4	0,3	0,2—0,5	Na ₂ O	0,2	0,2	0,06—0,4
FeO	6,7	7,0	5,9—8,4	K ₂ O	0,2	0,1	0,0—0,4
MnO	0,1	0,1	0,1—0,2	P ₂ O ₅	0,02	0,03	0—0,05

Отмечается важное различие в модальной минералогии между перидотитовыми и эклогитовыми ассоциациями. Гранатовые перидотиты обычно содержат менее 15% граната, а эклогиты¹ более 30%. Исключения очень редки. Более того Матиас [1970], исследовав большое количество образцов, нигде не обнаружил эклогитов, содержащих оливин. Это различие сопровождается также характерными различиями в химии минералов гранатовых перидотитов и эклогитов, на что указывали многие авторы².

Считается, что эклогиты алмазных трубок произошли из базальтовых или пикритовых магм, генерированных на значительных глубинах в мантии. Вполне вероятно, что значительная часть этих магм могла не достигать поверхности, а кристаллизовалась на глубине в виде эклогита³. Однако такая интерпретация не может объяснить отсутствие оливиновых эклогитов среди ассоциаций алмазных трубок. При давлениях выше 30 кбар расплавы, образованные за счет частичного плавления в мантии, будут находиться на оливиновой стороне плоскости эклогита, которая составляет термальный раздел⁴ (см. рис. 4-5). Неизменные расплавы, претерпевшие сепарацию и кристаллизацию на глубинах свыше 90 км, дают, следовательно, оливиновые эклогиты. К тому же, поскольку

¹ Rickwood, Mathias, Siebert [1968].

² O'Hara, Mercy [1963]; Nixon et al. [1963]; Kushiro, Aoki [1968]; Carswell, Dawson [1970]; Mathias et al. [1970]; MacGregor, Carter [1970]; Dawson [1962]; V. Sobolev [1959]; N. Sobolev [1970, 1973].

³ Ringwood [1958]; O'Hara, Yoder [1967].

⁴ O'Hara [1963]; Davies [1964].

эти насыщенные оливином расплавы поднимаются к высоким уровням, первичное поле кристаллизации оливина расширяется. Таким образом, оседающие фракции по широкому интервалу глубин должны состоять из смесей оливин + широксен (ы) ± гранат. Несмотря на то что определенные пути кристаллизации могут привести к образованию безоливиновых эклогитовых кумулятов, требующие для этого условия в известной мере лимитированы¹, и маловероятно, чтобы они работали повсеместно, хотя к какой-то небольшой части ксенолитов они и применимы.

Представляется вероятным, что преобладающая биминеральная природа эклогитов алмазных трубок (см. табл. 3-6) часто является прямым следствием поведения эклогита как термического барьера при высоких давлениях в системе оливин — гранат — диопсид — кварц (см. рис. 4-5). Это свидетельствует в пользу альтернативной гипотезы², в соответствии с которой многие мантийные эклогиты произошли из океанической коры, погружающейся в мантию под глубокими океаническими желобами, как это предполагается в свете последних достижений мантийной геодинамики. Средний химический состав океанической коры, возможно, похож на состав океанических толеитов. Такой состав при высоких давлениях трансформируется до кварцевых эклогитов, причем эта трансформация происходит на довольно небольших глубинах в мантии. Учитывая, что большие количества океанической коры переходят, как полагают, в мантию, может показаться удивительной крайняя редкость ксенолитов кварцевого эклогита в алмазных трубках. Предложенное этому факту объяснение заключается в том, что кварцевый эклогит во время погружения претерпевает частичное плавление, в результате чего образуются известково-щелочные магмы наряду с тугоплавким остатком бескварцевых эклогитов, бедных щелочами.

Эклогиты могут образоваться и при высоких давлениях из богатых водой сильно недосыщенных кремнекислотой магм, включающих кимберлиты материнских пород³, и толеитовых магм, генерированных в мантии под сейсмическими зонами. Представляется, что эклогиты, обнаруживаемые в алмазных трубках, могут иметь множественное происхождение и при правильной интерпретации давать данные о процессах фракционирования в мантии. Получены минералогические доказательства⁴ присутствия в алмазных трубках по меньшей мере двух различных классов биминеральных эклогитов; в них были выделены классы кианитовых эклогитов, корундовых эклогитов и гросспидитов⁵.

Если не считать ксенолитов, то кимберлиты состоят из двух главных компонентов, относительная распространенность которых варьирует в широких пределах.

¹ O'Hara, Yoder [1967]; Davies [1964].

² Ringwood, D. Green [1966a]; T. Green, Ringwood [1968].

³ Williams [1932].

⁴ MacGregor, Carter [1970].

⁵ Sobolev et al. [1968].

Первый компонент — смесь обломков минералов, часто окатанных, по составу близких к минералам, встречающимся в перидотитовых и эклогитовых ксенолитах. Преобладающий минерал — оливин (Fo_{88-95}), который может составлять более 70%, сопровождающимися минералами являются ортопироксены, диопсидовые пироксены и гранаты. Считается, что эта ассоциация образовалась в основном в результате разрушения мантийных ксенолитов и за счет истирания мантийных боковых пород подводящих каналов во время внедрения кимборлита¹. Некоторые из этих минералов, наряду с большими кристаллами богатого магнием ильменита и флогопита, могли выкристаллизовываться из материнской кимберлитовой магмы на глубине².

Второй компонент — первичная кимберлитовая магма, весьма изменчивая по составу, но обычно относящаяся к ультраосновному типу; она крайне богата MgO , H_2O и CO_2 , а часто и щелочами³. Это семейство магм, по-видимому, связано с конечными членами серии щелочных базальтов, в частности с оливин-меллитовыми нефелинитами, и является результатом процессов фракционирования, но зашедших значительно дальше⁴. Кимберлитам как группе свойственны высокие содержания обычно несовместимых элементов, например U, Th, Ba, Sr, Ta, P и редких земель, причем редкоземельные элементы сильно фракционированы, что позволяет говорить об участии граната в определенных равновесиях.

Процессы образования кимберлитовых магм на больших глубинах в верхней мантии были рассмотрены Харрисом и Мидлмостом [1970]. Кимберлитовая магма формируется, как они полагают, за счет незначительного частичного плавления, которое сопровождается обширной зонной плавкой и реакциями с боковыми породами, приводящими к обогащению магмы обычно несовместимыми элементами (содержания в 200 раз больше их первоначального мантийного содержания). Эти процессы приводят к сильному обогащению магмы водой и двуокисью углерода, допускается присутствие этих компонентов до 40%.

В благоприятной структурной обстановке богатая летучими компонентами кимберлитовая магма может подняться вверх в зоны более низких давлений (в пределах верхней части верхней мантии или коры), где двуокись углерода и вода в растворе удержаться не могут. Когда эта точка достигнута, происходит выделение газовой фазы, и в последующем внедрении преобладает флюидизация газа. Детальное количественное исследование этой фазы проведено Мак-Гетчиным [1968]. Трещина развивается вверх, пока не достигнет поверхности. Затем происходит резкое снижение давления жидкости, быстро распространяющееся вниз. Соответственно повышается и нижняя граница зоны, из которой выделяется газ из жидкости, при резком увеличении скорости восходящего потока

¹ Nixon et al. [1963]; McGetchin [1968].

² Williams [1932].

³ Dawson [1962].

⁴ Gast [1968].

флюидизированной системы. Это сопровождается адиабатическим охлаждением и затверждением расплава; температуры последнего внедрения являются низкими. Мак-Гетчин показал, что в катастрофическую стадию скорости потока на высоких уровнях могут превышать 400 м/с, чем обеспечивается возможность транспортировки с больших глубин крупных ксенолитов мантийного материала. Стремительность извержения вызывает также истирание материала, слагающего стенки подводных каналов, и дезинтеграцию ксенолитов, сопровождаемую захватом в кимберлиты фрагментов мантийных минералов. Этот процесс по существу является неизбежным, поэтому есть все основания предполагать, что встречаемая в кимберлитах ассоциация перидотитовых и эклогитовых ксенолитов и ксенокристов представляет собой среднюю «пробу» мантии.

В итоге можно сказать, что относительная распространенность ксенолитов ультраосновных и основных пород и соответствующих ксенокристаллических минеральных компонентов в кимберлитовых трубках является одним из самых убедительных доказательств того, что верхняя мантия под континентальными областями состоит преимущественно из ультрабазитов; эклогиты, несмотря на их широкое распространение, являются второстепенными компонентами, за исключением, может быть, очень ограниченных районов.

Ксенолиты перидотитов в серии щелочных базальтов. Известно более 200 мест на континентах и в океанах¹, где в щелочных базальт-базанит-нефелинитовых сериях находят перидотитовые ксенолиты («оливиновые нодулы»). Нодулы обычно ассоциируют с более пористыми и туфовыми членами этой серии, а также встречаются в диатремах, что свидетельствует о том, что вмещающие магмы первоначально были богаты летучими. Включения минералогически и химически однородны; обычно они варьируют между дунитами и лерцолитами². В большинстве местонахождений доминирующим типом пород являются шпинелевые лерцолиты, состоящие в основном из оливина (Fo_{88-92}); соотношения сопровождающих ортопироксена и клинопироксена варьируют в широких пределах (рис. 3-7). Пироксены обычно содержат значительные количества глинозема (3—7%).

Детальное исследование Росса, Форстера и Майера [1954] показало, что петрология и химия минералов ксенолитов и альпинотипных перидотитов весьма схожи, что позволило сделать вывод о генетической связи этих двух классов пород и их происхождении из верхней мантии. В частности, близкое сходство особенно в содержаниях глинозема в пироксенах существует, как показано, в минеральном составе лерцолитовых нодул и высокотемпературных перидотитов³. Микроструктура альпинотипных перидотитов очень похожа на таковую оливиновых конкреций: она создана

¹ Forbes, Kuno [1965].

² Vilminot [1965]; White [1966]; Jackson [1968].

³ D. Green [1964].

сложными метаморфическими процессами, включающими деформацию в твердом состоянии¹. Механизмы и структуры деформаций были изучены и воспроизведены экспериментально Аве-Лальманом и Картером [1970], показавшими, что такие механизмы и структуры наблюдаются также в ксенолитах ультраосновных пород из алмазных трубок. Авторы пришли к заключению, что указанные деформации, очевидно, происходили в мантии².

Недавно изучались химические составы оливиновых нодулей³. Было установлено, что диапазон составов, которые определялись, соответствует наблюдаемым вариациям минерального состава (см. рис. 3-7). Большинство составов приходится на интервал между дунитами, содержащими <math><0,5\%</math> CaO и

Диапазоны составов оливиновых нодулей значительно перекрывают диапазоны составов ксенолитов гранатовых перидотитов из алмазных трубок (см. табл. 3-7). Т. Грин и Рингвуд [1963] указали, что эти два класса представляют собой равновесие материала аналогичного состава в разных $P-T$ -условиях, причем более плотная ассоциация гранатовых перидотитов свидетельствует о более высоких давлениях. Это заключение полностью подтверждено последующими экспериментами (см. раздел 6-2).

Шпинелевые лерцолиты, в свою очередь, представляют собой ассоциации высоких давлений по сравнению с изохимическими плагиоклазовыми перидотитами⁴. В последних оливин и плагиоклаз



Рис. 3-7. Треугольная диаграмма главной минеральной фазы конкреций из Килбурн-Хоул, Нью-Мексико.

По Дж. Картеру (1970)

Аналогичные результаты получены Вилминотом [1965] и А. Уайтом (1966) для других наборов включений. Количество образцов: 1—12; 2—2—5; 3—6—20; 4—21—40; 5>40

¹ Colle [1963]; Ave Lallemand [1967]; Den Tex [1969].

² Ave Lallemand, Carter [1970].

³ Harris, Reay, White [1967]; Kuno, Aoki [1970]; Hutchison et al. [1970].

⁴ D. D. Green, Ringwood [1963].

Средние составы групп включений шпинелевых перидотитов
в щелочных базальтах

Компоненты					Компоненты				
	1	2	3	4		1	2	3	4
SiO ₂	41,10	44,4	44,5	45,0	NiO	0,44	0,27	0,26	0,25
TiO ₂	0,08	0,04	0,07	0,07	MnO	0,15	0,13	0,11	0,11
Al ₂ O ₃	0,56	1,66	2,69	3,01	MgO	46,33	42,3	40,9	39,7
Cr ₂ O ₃	0,35	0,47	0,43	0,41	CaO	0,17	1,64	2,61	3,15
Fe ₂ O ₃	1,24	1,41	1,46	1,28	Na ₂ O	—	0,11	0,22	0,24
FeO	9,31	7,50	6,71	6,70	K ₂ O	—	0,04	0,01	0,04

Примечания. Среднее из следующего числа анализов включений: 1—3; содержание глинозема <1% [Harris, Reay, White, 1967]. 2—27; Пай-Бените, к западу от Риома, Пюи-Де-Дом [Hutchison, 1970]. 3—42; Ле-Пюи, От-Луар [Hutchison, 1970]. 4—20; базальты Роше-дю-Лион [Vilminot, 1965].

вступают в реакцию и образуют обнаруживаемые в шпинелевых лерцолитах глиноземистые пироксены и шпинель. Экспериментальные данные о распределении Mg, Fe и Ca в оливине, ортопироксене и клинопироксене¹, сопоставимые с распределениями, наблюдаемыми в нодулах², позволяющие предположить, что большинство лерцолитовых нодул оказались приведенными в равновесие при температурах 800—1100°С. Соответствующие исследования условий, требующихся для реакции оливин+плаггиоклаз (в ходе которой в пределах этого температурного диапазона идет образование глиноземистых пироксенов+шпинели), дали минимальные давления равновесия — в диапазоне 8—15 кбар³. Это свидетельствует о том, что лерцолитовые нодулы, обнаруживаемые в океанических областях (например, на Гавайских островах), происходят из мантии, и большая их часть, из находящихся на континентах, также, вероятно, мантийного происхождения.

Изучение генетических связей между различными классами щелочных, основных и ультраосновных магм⁴ привело к заключению, что кимберлиты и встречающиеся вместе с ними меллилитовые нефелиниты, меллилитовые базальты, альнэиты и карбонатиты, несущие в алмазосносных провинциях включения гранатовых лерцолитов, генетически связаны с более распространенными щелочными базальт-базанит-оливиновыми нефелинитами, в которых преобладают нодулы шпинелевых лерцолитов. Кимберлитовые магмы сформировались, по-видимому, на значительной глубине и претерпели более интенсивное фракционирование, что объясняет высокие содержания в них летучих компонентов и некогерентных элементов по сравнению с другими членами серии щелочных базальтов. Тем

¹ Davis, Boyd [1966].

² Ross et al. [1954]; White [1966].

³ D. Green [1970b]; D. Green, Hibberson [1970a]. «Пироксеновый геобарометр» М. О. Хары [1967a] не годится для ассоциации шпинелевого лерцолита.

⁴ O'Hara, Yoder [1967]; Harris, Middlemost [1970].

не менее, основные механизмы извержения были, вероятно, похожими, и присутствие оливниновых конкреций и более пористых туфовых членов ряда щелочных базальтов, по-видимому, указывает на то, что включения также транспортировались флюидизированными газово-жидкими системами, быстро достигавшими поверхности.

Преобладающее распространение в кимберлитовых трубках гранатовых лерцолитов (как мантийных ксенолитов) по сравнению со шпинелевыми лерцолитами в серии щелочных базальтов обусловлено, вероятно, многими причинами¹. Шпинелевые лерцолиты превращаются в гранатовые на глубине приблизительно 70 км в районах с нормальными значениями теплового потока. Однако щелочные базальты чаще имеют тенденцию присутствовать в нестабильных областях (в том числе в рифтах и на континентальных окраинах), характеризующихся большими, чем нормальные, значениями теплового потока, и переход от шпинелевых к гранатовым лерцолитам может не произойти, пока не будут достигнуты глубины 90—100 км. Поскольку более распространенные члены серии щелочных базальтов образуются, вероятно, на глубинах² между 40 и 100 км, материал, который они прорывают на пути к поверхности, находится главным образом в поле шпинелевого лерцолита. С другой стороны кимберлиты, как полагают, формируются на значительно больших глубинах и прорывают большие мощности мантийного материала в поле гранатового лерцолита. Контраст подчеркивается тем обстоятельством, что большинство кимберлитов проявляется на стабильных континентальных платформах или щитах, характеризующихся невысокими значениями теплового потока и температурами субкоры ниже средних³. В этих условиях переход от шпинелевых к гранатовым лерцолитам происходит при более низких давлениях⁴ и гранатовые лерцолиты могут быть стабильными относительно шпинелевых лерцолитов на всех глубинах ниже раздела Мохоровичича.

Примечательно ограниченное присутствие ксенолитов шпинелевых лерцолитов в щелочных базальтах. В толентах они вообще чрезвычайно редки. Это объясняется, по-видимому, двумя причинами. Во-первых, щелочные базальты гораздо богаче летучими компонентами и соответственно способны обеспечить механизм для транспортировки ксенолитов из мантии (газово-жидкая флюидизация), тогда как толенты, более бедные летучими, редко связаны с интенсивной взрывной активностью — у них отсутствует способность транспортировки ксенолитов из мантии в кору на требуемых высоких скоростях. Во-вторых, экспериментальные исследования показывают, что минеральная ассоциация лерцолитовых включений в толентовых магмах не является устойчивой. Нодули, если бы

¹ Boyd, MacGregor [1964]; D. Green, Ringwood [1967a; 1967b, 1970]; MacGregor [1968]; O'Hara [1968].

² D. Green [1970b].

³ Clark, Ringwood [1964].

⁴ Boyd, MacGregor [1964]; D. Green, Ringwood [1964, 1967b, 1970].

и оказались случайно захваченными магмой, должны были бы испытать интенсивное частичное плавление, сопровождавшееся полной дезинтеграцией. Так что о их былом присутствии можно было бы судить только по проявлениям рассеянного оливина и (возможно) ксенокристаллов ортопироксена. И, напротив, как показали Т. Грин и Рингвуд, лерцолитовые нодулы, включенные в щелочные базальты при давлениях 10—20 кбар, будут оставаться нетронутыми как тугоплавкие субсолидусные ассоциации.

Большинство исследователей¹, в последние годы изучавших лерцолитовые конкреции, пришли к заключению, что они представляют собой образцы мантийного материала, транспортированного на поверхность щелочными базальтами. В соответствии с этой интерпретацией их происхождение аналогично происхождению включений гранатовых лерцолитов алмазных трубок. Тем не менее, некоторые авторы² утверждали, что нодулы — сингенетичные образования, выделившиеся на глубине из вмещающих базальтовых магм. Одно из обоснований этой точки зрения — наблюдаемая зависимость между типами включений и природой магм, с которыми эти включения ассоциируют. Однако, как мы видели выше, эта зависимость может быть обусловлена комбинацией ряда факторов и не обязательно означает генетическое родство.

Проводившиеся в последние годы интенсивные минералогические и химические исследования крупных групп ксенолитов на ограниченных участках значительно способствовали прояснению этого вопроса³. Уайт показал, что в щелочных базальтах на Гавайских островах присутствуют два различных вида ксенолитов. Один, встречающийся главным образом в оливиновых нефелинитах и базальтах, состоит преимущественно из типичных шиннелевых лерцолитов с однородным минеральным составом, высокими отношениями $Mg : (Mg + Fe)$ и часто с метаморфической и деформационной структурами. Второй, распространенный преимущественно в оливиновых базальтах и гавайитах, сложен дунитами, верлитами, полевошпатовыми перидотитами, пироксенитами и габбро. Минералы этих пород богаче железом и имеют намного больший диапазон составов. Его структуры более типичны для изверженных пород, однако кое-где наблюдаются и признаки деформации⁴. Уайт пришел к заключению, что первый вид ксенолитов — это настоящие мантийные ксенолиты, тогда как второй — это кумуляты кристаллов, осажденных на глубине. С тех пор соответствующие дихотомии в ксенолитах были зарегистрированы в нескольких районах и интерпретировались аналогично⁵. Во всех случаях характерные метаморфические лерцолитовые включения (Fo_{88-94}) ассоциирова-

¹ Ross et al. [1954]; Wilshire, Binns [1961]; Forbes, Kuno [1965]; White [1966]; Harris et al. [1967]; Jackson [1968]; Carter [1970]; Hutchison et al. [1970]; Kuno, Aoki [1970]; D. Green et al. [1968]; Cooper, D. Green [1969].

² Brothers [1960]; O'Hara [1967b; 1968].

³ Jackson [1968]; Jackson, Wright [1970].

⁴ Jackson, Wright [1970].

⁵ Aoki, Kushiro [1968]; Carter [1970]; D. Green [1970b].

ли с минералогически и химически гетерогенным классом ксенолитов, которому свойственны структуры типичных магматических пород и более высокие отношения $Fe : (Fe+Mg)$. Эти отношения свидетельствуют о том, что минералы ксенолитов осаждались из вмещающих базальтов, в лерцолитах же обычно отношения $Fe : (Fe+Mg)$ слишком низки для того, чтобы это было возможно. Экспериментальные исследования вмещающих базальтов показали, что глиноземистые пироксены, которые находятся на ликвидусе при повышенных давлениях, соответствующих мантийным условиям, обладают почти такими же химическими составами, как и присутствующие в базальтах¹ крупные недеформированные стекловатые ксенокристы. Почти несомненно, что эти и другие напоминающие их ассоциации² представляют собой генетически родственные выделения из вмещающих магм.

Распознавание двух разных видов ксенолитов и ксенокристов продолжается, ученые пытаются ликвидировать разногласия в вопросе их происхождения. Выше были приведены аргументы в пользу возможного генетически родственного происхождения второго вида. Однако контраст в свойствах между ним и шпинелевыми лерцолитами делает маловероятной общность их происхождения. Приведенные ниже данные довольно ясно это показывают.

1. Нодули шпинелевых лерцолитов — метаморфические породы, структура которых свидетельствует о деформации и перекристаллизации³. Более того, низкие содержания Са в ортопироксенах и низкая концентрация твердого раствора ортопироксена в днопсидовом клинопироксене показывают, что включения приобрели равновесие при температурах, значительно более низких, чем температуры вмещающих магм⁴. Метаморфизм и перекристаллизация должны были происходить также в субсолидусных условиях. Все это нелегко объяснить, если нодули интерпретировать как рыхлые агрегаты кристаллов, осаждавшихся из вмещающих магм на глубине вдоль стенок подводящих каналов и затем отсаживающихся к поверхности⁵.

2. Выше уже отмечалась сравнительная однородность (в частности отношении $Fe : (Fe+Mg)$ и содержаний Cr и Ni) минеральных включений в шпинелевых лерцолитах. Если бы даже материнские магмы были более магнезиальными и богаче нормативным оливином, чем производные магмы, в которых находят нодули, кристаллизация в замкнутой системе таких материнских магм обязательно включала бы фракционирование типа Рейли, которое привело бы к широкому диапазону отношений $Fe : (Fe+Mg)$ и со-

¹ D. Green, Hibberson [1970b].

² Aoki, Kushiro [1968]; Binns et al. [1970]; Kuno [1964].

³ White [1966]; Den Tex [1969]; D. Green, Ringwood [1967]; Jackson [1968].

⁴ D. Green, Ringwood [1967a]; D. Green [1970b].

⁵ O'Хара [1967b; 1968] утверждал, что «включения шпинелевого лерцолита в нефелин-нормативных магмах являются родственными кумулятами, генезис их представляет собой целую часть процесса, посредством которого некоторые гиперстен-нормативные магмы становятся нефелин-нормативными . . .».

держаний Ni и Cr. Очень высокие коэффициенты разделения никеля в оливине и хрома в пироксене и шпинелях должны обуславливать особенно широкие вариации в распространенности этих элементов.

3. Было указано также и на сходство минералогии нодулей и альпинотипных перидотитов. Его не так-то легко объяснить с помощью гипотезы сингенетичной аккумуляции.

4. Наблюдаемые в лерцолитовых нодулях изотопные соотношения $^{87}\text{Sr} : ^{86}\text{Sr}$, варьируют¹ от 0,708 до 0,710 (ср. со значениями 0,703—0,705, характерными для большинства базальтов). Если изотопные данные не исключают генетически родственного происхождения некоторых ксенолитов, то значительная разница в изотопных соотношениях стронция между ксенолитами и вмещающими их породами² ясно показывает, что ксенолиты не могут представлять собой генетически родственные осадки из этих магм. Исследование изотопных соотношений $^{87}\text{Sr} : ^{86}\text{Sr}$ в отдельных минералах лерцолитового ксенолита, образующего включение в базаните, дало следующие результаты: оливин 0,7087, диоксид 0,7016, ортопироксен 0,708, вмещающий базанит 0,7031. Установлены не только существенные различия этих соотношений в минералах и базаните, но и изотопное неравновесие сосуществующих минералов в ксенолите. Петерман и другие исследователи пришли к заключению, что лерцолиты имеют случайное происхождение и не представляют собой кристаллического остатка, связанного с дифференциацией базанитов.

5. Купер и Д. Грин [1969] определили изотопные составы группы лерцолитовых включений и вмещающих их базальтов. Было показано, что свинец из ксенолитов по изотопному составу отличается от свинца в базанитах, что исключает гипотезу о их генетическом родстве.

6. Д. Грин, Морган и Хейер [1969] определили распространение U и K в перидотитовых ксенолитах и во вмещающих их базанитах. Соотношения K : U в ксенолитах в среднем составляли приблизительно 1 : 3 соотношений этих элементов в базанитах. Это трудно объяснить, если ксенолиты являются кумулятами, немного загрязненными в различных пропорциях захваченной (интеркумулятной) базанитовой магмой. С другой стороны, указывается, что это расхождение легко объяснимо, если ксенолиты представляют собой остаточный материал, сохранившийся после отделения базальтовой магмы.

Гранатовый пироксенит и «эклогитовые» ксенолиты в нефелинитах. В противоположность широкому распространению лерцолитовых нодулей в щелочных базальтах, ксенолиты эклогитовых пород встречаются сравнительно редко. Одним из наиболее хорошо описанных местонахождений является Кратер Соленого Озера

¹ Stueber, Murthy [1966]; O'Neil et al. [1970]; Peterman et al. [1970].

² Leggo, Hutchison [1968]; Hutchison, Dawson [1970].

на Гавайских островах¹. Детальные исследования показали, что доминирующим типом пород здесь является, скорее, гранатовый пироксенит, чем настоящий эклогит. Кроме преобладающих пироксенов и граната, здесь в разных количествах могут присутствовать оливин и шпинель. Пироксены содержат большие количества глинозема в твердом растворе в виде молекул Чермака и отличаются в этом отношении от пироксенов из эклогитов алмазных трубок². Структуры характеризуются распадом клинопироксенов и ортопироксенов, выделением граната из глиноземистых пироксенов и сложными реакциями с участием шпинели, пироксенов, граната и оливина. Некоторые авторы интерпретировали их как кумулаты высоких давлений из магм, в которых они находятся, или из тесно связанных с ними магм³. Эти включения не несут признаков деформации и перекристаллизации, обычных для лерцолитов. Однако Джэксон и Райт [1970] полагают, что они могут представлять собой случайные включения неоднородного мантийного материала.

Д. Грин показал, что средние химические составы многих ксенолитов гранатовых пироксенитов похожи на составы глиноземистых субкальщевых клинопироксенов, которые наблюдаются на ликвидусах щелочных базальтов и базанитов при давлениях 13—18 кбар. Он пришел к заключению, что ксенолиты являются осаждениями пироксенитов из таких магм, которые охлаждались при постоянном давлении приблизительно до 1000°С, вызывая выделение граната из первоначального высокоглиноземистого клинопироксена и реакцию шпинели с пироксенами, в результате чего образовывались гранат и оливин.

Родственные включения гранатовых пироксенитов были обнаружены в нефелинитовой диатреме на Делегейте (Новый Южный Уэльс⁴) и в вулканической брекчии на Какануи (Новая Зеландия⁵). Обе ассоциации имеют ксенолиты почти с равными содержаниями граната и пироксенов, но пироксены характеризуются очень большим содержанием молекул Чермака, в противоположность пироксенам и в настоящих эклогитах из алмазных трубок. Ирвинг и Д. Грин [1970] экспериментально показали, что условия конечного равновесия минералов из некоторых ксенолитов Делегейт соответствуют давлениям 14—16 кбар при температуре 1050—1100°С. Исследователи интерпретировали эти минералы как осаждения из материнской базальтовой магмы в пределах мантии, в дальнейшем они, прежде чем оказались включенными в нефелинитовую магму, претерпели перекристаллизацию при более низких температурах.

¹ Yoder, Tilley [1962]; White [1966]; D. Green [1966]; Jackson, Wright [1970].

² White [1964, 1966].

³ Kuno [1964]; D. Green [1966].

⁴ Levering, White [1969]; Irving, D. Green [1970].

⁵ Mason [1968].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Anderson O. L., and B. R. Julian* (1969). Shear velocities and elastic parameters of the mantle. *J. Geophys. Res.* 74, 3281—3286.
- Anderson O. L., E. Schreiber, R. C. Liebermann, and N. Soga* (1968). Some elastic constant data on minerals relevant to geophysics. *Rev. Geophys.* 6, 491—524.
- Aoki K., and I. Kushiro* (1968). Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. *Contr. Mineral. Petrol.* 18, 326—337.
- Aubouin J.* (1965). „Geosynclines“, (Developments in Geotectonics, vol. 1.) Elsevier, Amsterdam. 335 pp.
- Avè Lallemand H. G.* (1967). Structural and petrofabric analysis of an alpine-type peridotite: the Iherzolite of the French Pyrenees. *Leidse Geol. Mededel.* 42, 1—57.
- Avè Lallemand H. G., and N. L. Carter* (1970). Syntectonic recrystallization of olivine and modes of flow in the upper mantle. *Bull. Geol. Soc. Am.* 81, 2203—2220.
- Benson W. N.* (1926). The tectonic conditions accompanying the intrusion of ultrabasic and basic igneous rocks. *Nat. Acad. Sci. Mem.* 19, mem. 1, 1—90.
- Binns R. A., M. B. Duggan, and J. F. G. Wilkinson* (1970). High pressure megacrysts in alkaline lavas from northeastern New South Wales. *Am. J. Sci.* 269, 132—168.
- Birch F.* (1960). The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, 1. *J. Geophys. Res.* 65, 1083—1102.
- Birch F.* (1961). The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, 2. *J. Geophys. Res.* 66, 2199—2224.
- Bodvarsson G., and G. P. Walker* (1964). Crustal drift in Iceland. *Geophys. J.* 8, 285—300.
- Bolt B. A., H. A. Doyle, and D. J. Sutton* (1958). Seismic observations from the 1956 atomic explosions in Australia. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 1, 135—145.
- Bonatti E.* (1968). Ultramafic rocks from the mid-Atlantic Ridge. *Nature* 219, 363.
- Bonatti E., J. Honnorez, and G. Ferrara* (1971). Peridotite—gabbro—basalt complex from the equatorial mid-Atlantic Ridge. *Phil. Trans. Roy. Soc. London A* 268, 385—402.
- Boyd F. R.* (1967). Electroprobe study of diopside inclusions from kimberlite. *Am. J. Sci.* 267—A, 50—69.
- Boyd F. R.* (1970). Garnet peridotites and the system $\text{CaSiO}_3\text{—MgSiO}_3\text{—Al}_2\text{O}_3$. *Mineral. Soc. Am. Spec. Paper* 3, 65—75.
- Boyd F. R., and J. L. England* (1964). The system enstatite—pyrope. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 63, 157—161.
- Boyd F. R., and I. D. McGregor* (1964). Ultramafic rocks. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 63, 152—156.
- Brothers R. N.* (1960). Olivine nodules from New Zealand. *Intern. Geol. Congr. 21st. Copenhagen, Rept.* 13, 68—81.
- Bundy F. P.* (1963). Direct conversion of graphite to diamond in static high pressure apparatus. *J. Chem. Phys.* 38, 631—643.
- Carswell D. A., and J. B. Dawson* (1970). Garnet peridotite xenoliths in South African kimberlite pipes and their petrogenesis. *Contr. Mineral. Petrol.* 25, 163—184.
- Carter J. L.* (1970). Mineralogy and chemistry of the earth's upper mantle based on the partial fusion—partial crystallization model. *Bull. Geol. Soc. Am.* 81, 2021—2034.
- Carter N. L., D. W. Baker, and R. P. George* (1972). Seismic anisotropy, flow and constitution of the upper mantle. (Preprint—Griggs Volume.)
- Challis G. A.* (1965). The origin of New Zealand ultramafic intrusions. *J. Petrol.* 6, 322—364.
- Christensen N. I.* (1966). Elasticity of ultrabasic rocks. *J. Geophys. Res.* 71, 5921—5931.

Clark S. P., and A. E. Ringwood (1964). Density distribution and constitution of the mantle. *Rev. Geophys.* 2, 35—88.

Coleman R. G. (1971). Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *J. Geophys. Res.* 76, 1212—1222.

Collee A. L. (1963). A fabric study of lherzolites, with special reference to ultrabasic nodular inclusions in the lavas of Auvergne, France. *Leidse Geol. Meded.* 28, 1—102.

Cooper J. A., and D. H. Green (1969). Lead isotope measurements on lherzolite inclusions and host basanites from Western Victoria, Australia. *Earth Planet. Sci. Letters* 6, 69—76.

Davies H. L. (1968). Papuan ultramafic belt. *Intern. Geol. Congr.*, 23d, Prague, Rept. 1, 209—220.

Davies H. L. (1969). Peridotite—gabbro—basalt complex in eastern Papua: An overthrust plate of oceanic mantle and crust. Ph. D. Thesis, Stanford Univ., pp. 1—89.

Davis B. T. (1964). The system diopside—forsterite—pyrope at 40 kilobars. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 63, 165—171.

Davis B. T., and F. R. Boyd (1966). The join Mg_2SiO_2 — $CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. *J. Geophys. Res.* 71, 3567—3576.

Dawson J. B. (1962). Basutoland kimberlites. *Bull. Geol. Soc. Am.* 73, 545—560.

Dawson J. B. (1968). Recent researches on kimberlite and diamond geology. *Econ. Geol.* 63, 504—511.

Denham D., D. Simpson, D. Sutton, and P. Gregson (1972). Traveltimes from the Ord River explosions in Northern Australia. *Geophys. J.* 28, 225—235.

Den Tex E. (1969). Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history. *Tectonophysics* 7, 457—488.

Derr J. S. (1969). Internal structure of the earth inferred from free oscillations. *J. Geophys. Res.* 74, 5202—5220.

Dewey J. F., and J. M. Bird (1971). Origin and emplacement of the ophiolite suite. *J. Geophys. Res.* 76, 3179—3206.

Dickey J. S. (1970). Partial fusion products in alpine-type peridotites: Serania de la Ronda and other examples. *Mineral Soc. Am. Spec. Paper* 3, 33—49.

Dorman J., and M. Ewing (1962). Numerical inversion of seismic surface wave dispersion data and crust—mantle structure in the New York—Pennsylvania area. *J. Geophys. Res.* 67, 5227—5241.

Doyle H. A., and I. Everingham (1964). Seismic velocities and crustal structure in southern Australia. *J. Geol. Soc. Aust.* 11, 141—150.

Drake C. L., M. Ewing, and G. H. Sulton (1959). Continental margins and geosynclines. *Phys. Chem. Earth* 3, 110—198.

Dziewonski A. M. (1970). Correlation properties of free period partial derivatives and their relation to resolution of gross earth data. *Bull. Seism. Soc. Am.* 60, 741—768.

Dziewonski A. M. (1971). Upper mantle models from „pure path“ dispersion data. *J. Geophys. Res.* 76, 2587—2601.

England R. N., and H. L. Davies (1970). Mineralogy of cumulus and noncumulus ultramafic rocks from eastern Papua. *Bureau Min. Resources Australia, Record* 1970/66.

Forbes R., and H. Kuno (1965). The regional petrology of peridotite inclusions and basaltic host rocks. In: „Upper Mantle Symposium“, pp. 161—179. New Delhi.

Gass I. G. (1967). The ultrabasic volcanic assemblage of the Troodos massif, Cyprus. In: P. J. Wyllie (ed.), „Ultramafic and Related Rocks“, pp. 121—134. Wiley, New York.

Gass I. G. (1968). Is the Troodos Massif of Cyprus a fragment of the Mesozoic ocean floor? *Nature* 220, 39—42.

Gast P. W. (1968). Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta* 32, 1057—1086.

Graham A. L., and A. E. Ringwood (1971). Lunar basalt genesis: The origin of the europium anomaly. *Earth Planet. Sci. Letters* 13, 105—115.

- Graham E. K.* (1970). Elasticity and composition of the upper mantle. *Geophys. J.* 20, 285—302.
- Graham E. K.* and *G. R. Barsch* (1969). Elastic constants of single crystal forsterite as a function of temperature and pressure. *J. Geophys. Res.* 74, 5949—5960.
- Green D. H.* (1963). Alumina content of enstatite in a Venezuelan high—temperature peridotite. *Bull. Geol. Soc. Am.* 74, 1397—1402.
- Green D. H.* (1964). The petrogenesis of the high—temperature peridotite intrusion in the Lizard area. *Cornwall. J. Petrol.* 5, 134—188.
- Green D. H.* (1966). The origin of the "eclogites" from Salt Lake Crater, Hawaii. *Earth Planet. Sci. Letters* 1, 414—420.
- Green D. H.* (1967). High temperature peridotite intrusions. In: *P. J. Wyllie* (ed.), "Ultramafic and Related Rocks", pp. 212—222. Wiley, New York.
- Green D. H.* (1970a). Peridotite—gabbro complexes as keys to petrology of mid—oceanic ridges: A discussion. *Bull. Geol. Soc. Am.* 81, 2161—2166.
- Green D. H.* (1970b). The origin of basaltic and nephelinitic magmas. *Trans. Leicester Literary Philos. Soc.* 64, 28—54.
- Green D. H.*, and *W. Hibberson* (1970a). The instability of plagioclase in peridotite at high pressure. *Lithos* 3, 209—221.
- Green D. H.*, and *W. Hibberson* (1970b). Experimental duplication of conditions of precipitation of highpressure phenocrysts in a basaltic magma. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 247—254.
- Green D. H.*, *J. W. Morgan*, and *K. S. Heier* (1968). Thorium, uranium and potassium abundances in peridotite inclusions and their host basalts. *Earth Planet. Sci. Letters* 4, 155—166.
- Green D. H.*, and *A. E. Ringwood* (1963). Mineral assemblages in a model mantle composition. *J. Geophys. Res.* 68, 937—945.
- Green D. H.*, and *A. E. Ringwood* (1964). Fractionation of basalt magmas at high pressures. *Nature* 201, 1276—1279.
- Green D. H.*, and *A. E. Ringwood* (1967a). The genesis of basaltic magmas. *Contr. Mineral. Petrol.* 15, 103—190.
- Green D. H.*, and *A. E. Ringwood* (1967b). The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. *Earth Planet. Sci. Letters* 3, 151—160.
- Green D. H.*, and *A. E. Ringwood* (1970). Mineralogy of peridotitic compositions under upper mantle conditions. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 359—371.
- Green T. H.*, and *A. E. Ringwood* (1968). Genesis of the calc—alkaline igneous rock suite. *Contr. Mineral. Petrol.* 18, 105—162.
- Haddon R. A.*, and *K. E. Bullen* (1969). An earth model incorporating free earth oscillation data. *Phys. Earth Planet. Interiors* 2, 35—49.
- Harris P. G.*, and *E. A. Middlemost* (1970). The evolution of kimberlites. *Lithos* 3, 79—90.
- Harris P. G.*, *A. Reay*, and *I. G. White* (1967). Chemical composition of the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 72, 6359—6369.
- Hess H. H.* (1939). Island arcs, gravity anomalies and serpentinite intrusions. *Intern. Geol. Congr.*, 17th, Moscow, pt. 2, 263—283.
- Hess H. H.* (1955a). Serpentine, orogeny and epeirogeny. In: *A. Poldervaart* (ed.), "Crust of the Earth", pp. 391—408. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 62.
- Hess H. H.* (1955b). The oceanic crust. *J. Marine Res.* 14, 423—439.
- Hess H. H.* (1964a). Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans. *Nature* 203, 629—631.
- Hess H. H.* (1964b). The oceanic crust, the upper mantle, and the Mayaguez serpentinitized peridotite. In: *C. A. Burk* (ed.), "A Study of Serpentine", pp. 169—175. *Nat. Acad. Sci.—Nat. Res. Coun. Publ.* 1188.
- Hurley P. M.* (1967). Rb⁸⁷—Sr⁸⁷ relationships in the differentiation of the mantle. In: *P. J. Wyllie* (ed.), "Ultramafic and Related Rocks", pp. 372—375. Wiley, New York.
- Hutchison R.*, and *J. B. Dawson* (1970). Rb, Sr, and Sr^{87/86} in ultrabasic xenoliths and host rocks, Lashaine volcano, Tanzania. *Earth Planet. Sci. Letters* 9, 87—92.

- Hutchison R., D. K. Paul, and P. G. Harris* (1970). Chemical composition of the upper mantle. *Min. Mag.* 37, 726—729.
- Irbine T. N., and C. H. Smith* (1967). The ultramafic rocks of the Muskox Intrusion, Northwest Territories, Canada. In: P. J. Wyllie (ed.), „Ultramafic and Related Rocks“, pp. 38—49, Wiley, New York.
- Irbing A., and D. H. Green* (1970). Experimental duplication of mineral assemblages in basic inclusions of the Delegate breccia pipes. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 385—389.
- Ito K., and G. C. Kennedy* (1970). The fine structure of the basalt—eclogite transition. In: B. A. Morgan (ed.), „Fiftieth Anniversary Symposia“, Mineral. Soc. Am. Spec. Paper 3.
- Ito K., and G. C. Kennedy* (1971). An experimental study of the basalt—garnet granulite—eclogite transition. In: „The Structure and Physical Properties of the Earth's Crust“, pp. 303—314. *Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph* 14.
- Jackson E. D.* (1967). Ultramafic cumulates in the Stillwater, Great Dyke and Bushveldt intrusions. In: P. J. Wyllie (ed.), „Ultramafic and Related Rocks“, pp. 20—38. Wiley, New York.
- Jackson E. D.* (1968). The character of the lower crust and upper mantle beneath the Hawaiian Islands. *Intern. Geol. Congr., 23d Prague, Rept.* 1, 48—55.
- Jackson E. D., and T. L. Wright* (1970). Xenoliths in the Honolulu Volcanic Series, Hawaii. *J. Petrol.* 11, 405—430.
- James D. E., T. J. Smith, and J. S. Steinhart* (1968). Crustal structure of the middle Atlantic states. *J. Geophys. Res.* 73, 1983—2007.
- Johnson L. R.* (1967). Array measurements of P velocities in the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 72, 6309—6324.
- Julian B. R., and D. L. Anderson* (1968). Travel times, apparent velocities and amplitudes of body waves. *Bull. Seism. Soc. Am.* 58, 339—366.
- Kanamori H., and H. Mizutani* (1965). Ultrasonic measurement of elastic constants of rocks under high pressures. *Bull. Earthquake Res. Inst.* 43, 173—194.
- Keen C. E., and D. L. Barrett* (1971). A measurement of seismic anisotropy in the northeast Pacific. *Can. J. Earth Sci.* 8, 1056—1064.
- Keen C. E., and C. Tramontini* (1970). Seismic refraction survey on mid—Atlantic ridge. *Geophys. J.* 20, 473—491.
- Kumazawa M., and O. L. Anderson* (1969). Elastic moduli, pressure derivatives, and temperature derivatives of single crystal olivine and single crystal forsterite. *J. Geophys. Res.* 74, 5961—5972.
- Kumazawa M., H. Helmstaedt, and K. Masaki* (1971). Elastic properties of eclogite xenoliths from diatremes of the East Colorado Plateau and their implication to the upper mantle structure. *J. Geophys. Res.* 76, 1231—1247.
- Kuno H.* (1964). Aluminium augite and bronzite in alkali olivine basalt from Taka—Sima, north Kyusyu, Japan. In: „Advancing Frontiers in Geology and Geophysics“. Volume dedicated to Dr. Krishnan (India), pp. 205—220. *Osmania Univ. Press, Hyderabad.*
- Kuno H., and K. Aoki* (1970). Chemistry of ultramafic nodules and their bearing on the origin of basaltic magmas. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 273—301.
- Kushiro I., and K. Aoki* (1968). Origin of some eclogite inclusions in kimberlite. *Am. Min.* 53, 1347—1367.
- Kushiro I., Y. Syono, and S. Akimoto* (1968). Melting of a peridotite nodule at high pressures and at high water pressures. *J. Geophys. Res.* 73, 6023—6029.
- Leggo P. J., and R. Hutchison* (1968). A Rb—Sr isotope study of ultrabasic xenoliths and their basaltic host rocks from The Massif Central, France, *Earth Planet. Sci. Letters* 5, 71—75.
- Le Pichon X., R. E. Horitz, C. L. Drake, and J. E. Nafe* (1965). Crustal structure of the mid—oceanic ridges (1). Seismic refraction measurements. *J. Geophys. Res.* 70, 319—339.
- Loomis P. L.* (1972). Contact metamorphism of pelitic rock by the Ronda ultramafic intrusion, southern Spain. *Bull. Geol. Soc. Am.* 83, 2449—2474.
- Lovering J. F., and A. J. White* (1969). Granulitic and eclogitic inclusions from basic pipes at Delegate, Australia. *Contr. Mineral. Petrol.* 21, 9—52.

- Maaskant P.* (1970). Chemical petrology of polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia, New Spain. *Leidse Geol. Mededel.* 45, 237—225.
- Macgregor I. D.* (1968). Mafic and ultramafic inclusions as indicators of the depth of origin of basaltic magmas. *J. Geophys. Res.* 73, 3737—3745.
- Macgregor I. D., and J. L. Carter* (1970). The chemistry of clinopyroxenes and garnets of eclogite and peridotite xenoliths from the Roberts Victor Mine, South Africa. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 391—397.
- Mackenzie D. B.* (1960). High temperature alpine—type peridotite from Venezuela. *Bull. Geol. Soc. Am.* 71, 303—318.
- Mason B.* (1968). Eclogitic xenoliths from volcanic breccia at Kakanui, New Zealand. *Contr. Mineral. Petrol.* 19, 316—327.
- Mathias M., J. C. Siebert, and P. C. Rickwood* (1970). Some aspects of the mineralogy and petrology of ultramafic xenoliths in kimberlite. *Contr. Mineral. Petrol.* 26, 75—123.
- McGetchin T. R.* (1968). The Moses Rock dike: geology, petrology and mode of emplacement of a kimberlite—bearing breccia—dyke, San Juan County, Utah. Ph. D. Thesis, California Institute of Technology.
- Melson W. G., F. Jabsevic, V. T. Bowen, and G. Thompson* (1967). St. Peter and St. Paul Rocks: A high temperature mantle—derived intrusion. *Science* 155, 1532—1535
- Melson W. G., and G. Thompson* (1970). Layered basic complex in oceanic crust, Romanche Fracture, equatorial Atlantic Ocean. *Science* 168, 817—820.
- Menard H. W.* (1960). The east Pacific rise. *Science* 132, 1737—1746.
- Moore E. M.* (1970). Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of northern Greece. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 118, 1—74.
- Moore E. M., and F. J. Vine* (1971). The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: Evaluation and implications. *Phil. Trans. Roy. Soc. A* 268, 443—466.
- Morris G. B., R. W. Raitt and G. G. Shor* (1969). Velocity anisotropy and delay—time maps of the mantle near Hawaii. *J. Geophys. Res.* 74, 4300—4316.
- Muirhead K. J., and J. R. Cleary* (1969). The D" layer and the free oscillations of the earth. *Nature* 223, 1146.
- Nixon P. H., O. Von Knorring, and J. M. Rooke* (1963). Kimberlites and associated inclusions of Basutoland: a mineralogical and geochemical study. *Am. Min.* 48, 1090—1131.
- O'Hara M. J.* (1963). Melting of garnet peridotite at 30 kilobars. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 62, 71—76.
- O'Hara M. J.* (1967a). Mineral parageneses in ultrabasic rocks. In: P. J. Wyllie (ed.), "Ultramafic and Related Rocks", pp. 393—403. Wiley, New York.
- O'Hara M. J.* (1967b). Crystal—liquid equilibria and the origins of ultramafic nodules in basic igneous rocks. *Ibid.*, pp. 346—349.
- O'Hara M. J.* (1968). The bearing of phase equilibria studies on synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. *Earth Sci. Rev.* 4, 69—133.
- O'Hara M. J., and E. L. P. Mercy* (1963). Petrology and petrogenesis of some garnetiferous peridotites. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh* 65, 251—314.
- O'Hara M. J., and H. S. Yoder* (1977). Formation and fractionation of basic magmas at high pressures. *Scottish J. Geol.* 3, 67—117.
- O'Neil J. R., C. E. Hedge, and E. D. Jackson* (1970). Isotopic investigations of xenoliths and host basalts from the Honolulu Volcanic Series. *Earth Planet. Sci. Letters* 8, 253—257.
- Peterman Z. E., I. S. Carmichael, and A. L. Smith* (1970). Strontium isotopes in quaternary basalts of southeastern California. *Earth Planet. Sci. Letters* 7, 381—384.
- Press F.* (1968). Earth models obtained by Monte Carlo inversion. *J. Geophys. Res.* 73, 5223—5234.
- Press F.* (1969). The suboceanic mantle. *Science* 165, 174—178.
- Press F.* (1970). Earth models consistent with geophysical data. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 3—22.

- Press F. (1972). The earth's interior as inferred from a family of models. In: E. C. Robertson (ed.), „The Nature of the Solid Earth“, chap. 7, pp. 147—171. McGraw—Hill, New York.
- Raitt R. W., G. G. Shor, T. J. Francis, and G. B. Morris (1969). Anisotropy of the Pacific upper mantle. *J. Geophys. Res.* 74, 3095—3109.
- Raitt R. W., G. G. Shor, H. K. Kilk, and M. Henry (1972). Anisotropy of the oceanic upper mantle. *Geol. Soc. Am. 68th Ann. Meeting, Cordilleran Sect. Abstracts*, p. 222.
- Rickwood P. C., M. Mathias, and J. C. Siebert (1968). A study of garnets from eclogite and peridotite xenoliths found in kimberlite. *Contr. Mineral. Petrol.* 19, 271—301.
- Ringwood A. E. (1958). Constitution of the mantle (3): Consequences of the olivinespinel transition. *Geochim. Cosmochim. Acta* 15, 195—212.
- Ringwood A. E. (1962). A model for the upper mantle, 2. *J. Geophys. Res.* 67, 4473—4477.
- Ringwood A. E. (1969). Composition and evolution of the upper mantle. In: „The Earth's Crust and Upper Mantle“, pp. 1—17. *Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph* 13.
- Ringwood A. E. (1970). Petrogenesis of Apollo 11 basalts and implications for lunar origin. *J. Geophys. Res.* 75, 6465.
- Ringwood A. E., and D. H. Green (1966a). An experimental investigation of the gabbro—eclogite transformation and some geophysical consequences. *Tectonophysics* 3, 383—427.
- Ringwood A. E., and D. H. Green (1966b). Petrological nature of the stable continental crust. In: „The Earth Beneath the Continents“, pp. 611—619. *Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph* 10.
- Ringwood A. E. and J. F. Lovering (1970). Significance of pyroxene—ilmenite intergrowths among kimberlite xenoliths. *Earth Planet. Sci. Letters* 7, 371—375.
- Ross C. J., M. D. Foster, and A. T. Myers (1954). Origin of dunites and olivine—rich inclusions in basaltic rocks. *Am. Min.* 39, 693—737.
- Simmons G. (1964). Velocity of shear waves in rocks to 10 kilobars, 1. *J. Geophys. Res.* 69, 1123—1130.
- Smith C. H. (1958). Bay of Islands igneous complex, Western Newfoundland. *Geol. Surv. Canada Mem.* 290, 1—132.
- Smith C. H., and J. D. Macgregor (1960). Ultrabasic intrusive conditions illustrated by the Mount Albert ultrabasic pluton, Gaspé, Quebec. *Bull. Geol. Soc. Am.* 71, 1978 (Abstr.).
- Smith T. J., J. S. Steinhart, and L. T. Aldrich (1966). Lake Superior crustal structure. *J. Geophys. Res.* 71, 1141—1172.
- Sobolev N. V. (1970). Eclogites and pyrope peridotites from the kimberlites of Yakutia. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 398—404.
- Sobolev N. V. (1973). „Deep Seated Inclusions in Kimberlites and the Problem of the Composition of the Earth's Mantle“. *Nauka, Moscow*.
- Соболев Н. В., Кузнецова И. К. Минералогия алмазных включений экологитов. *Докл. АН СССР*, 167, № 6.
- Sobolev N. V., I. K. Kuznetsova, and N. I. Zyuzin (1968). The petrology of grosspydrite xenoliths from the Zagadochnaya kimberlite pipe in Yakutia. *J. Petrol.* 9, 253—280.
- Solomon S. C. (1972). Seismic wave attenuation and partial melting in the upper mantle of North America. *J. Geophys. Res.* 77, 1483—1502.
- Steinmann G. (1926). Die ophiolitischen Zonen in dem Mediterranean Kettengebirgen. *Intern. Geol. Congr. 14th Madrid, Compt. Rend.*, pt. 2, pp. 638—667.
- Stueber A. M., and V. R. Murthy (1966). Strontium isotope and alkali element abundances in ultramafic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* 30, 1243—1259.
- Thayer T. P. (1960). Some critical differences between alpine—type and stratiform peridotite—gabbro complexes. *Intern. Geol. Congr.*, 21st, Copenhagen, Rept., pt 13, 247—259.
- Thayer T. P. (1967). Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in alpine intrusive complexes. In: P. J. Wyllie (ed.), „Ultramafic and Related Rocks“, pp. 222—239. Wiley, New York.

Thayer T. P. (1969a). Peridotite—gabbro complexes as keys to petrology of mid—oceanic ridges. *Bull. Geol. Soc. Am.* 80, 1515—1522.

Thayer T. P. (1969b). Alpine—type sensu strictu (ophiolitic) peridotites: Refractory residues from partial melting or igneous sediments? *Tectonophysics* 7, 511—516.

Thayer T. P. (1969c). Gravity differentiation and magmatic re-emplacment of podiform chromite deposits. *Econ. Geol. Monograph* 4, 132—146.

Udintsev G. B., and L. V. Dmitriev (1971). Ultrabasic rocks. In: J. Maxwell (ed.), „The Sea“, vol. 4, pt. 1, chap. 14, pp. 521—573. Wiley, New York.

Verma R. K. (1960). Elasticity of some high density crystals. *J. Geophys. Res.* 65, 757—766.

Vilminot J. C. (1965). Les enclaves de peridotite et de pyroxenolite a spinelle dans le basalte du Rocher du Lion. *Bull. Soc. Franc. Mineral. Crist.* 88, 109—118.

Vinogradov A. P., G. B. Udintsev, L. V. Dmitriev, V. F. Kanaev, Y. P. Neprochnov, G. N. Petrova, and L. N. Rijunov (1969). The structure of the mid—oceanic rift zone of the Indian Ocean and its place in the world rift system. *Tectonophysics* 8, 377—401.

Wager L. R., and R. L. Mitchell (1951). The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma—a further study of the Skaergaard Intrusion, East Greenland. *Geochim. Cosmochim. Acta* 1, 129—208.

Wagner P. A. (1928). The evidence of the kimberlite pipes on the constitution of the outer part of the earth. *S. African J. Sci.* 25, 127—148.

Wang C. Y. (1970). Density and constitution of the mantle. *J. Geophys. Res.* 75, 3264—3284.

Wang C. Y. (1972). A simple earth model. *J. Geophys. Res.* 77, 4318—4329.

White A. J. (1964). Clinopyroxenes from eclogites and basic granulites. *Am. Min.* 49, 883—888.

White R. W. (1966). Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii. *Contr. Mineral. Petrol.* 12, 245—314.

Williams A. F. (1932). „The Genesis of the Diamond“ (2 vols.). Ernest Benn, London 636 pp.

Wilshire H. G., and R. A. Binns (1961). Basic and ultrabasic xenoliths from volcanic rocks of northeastern New South Wales. *J. Petrol.* 2, 185—208.

Wilson J. T. (1968). Report of Upper Mantle Committee: Working group on tectonics. Presented at 23d International Geological Congress, Prague.

Wilson R. A. (1959). The geology of the Xeros—Troodos area. *Cyprus Geol. Surv. Dep. Mem.* 1, 1—135.

Woollard G. P. (1962). The relation of gravity anomalies to surface elevation, crustal structure and geology. *Dept. Geol. Univ. Wisconsin Res. Rept.* 62—9.

Woollard G. P. (1970). Evaluation of the isostatic mechanism and role of mineralogic transformations from seismic and gravity data. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 484—498.

Worthington M. H., J. R. Cleary, and R. S. Anderssen (1972). Density modelling by Monte Carlo Inversion. 11. Comparison of recent earth models. *Geophys. J.* 29, 445—457.

Worzel J. L., and G. L. Shurbert (1955). Gravity interpretations from standard oceanic and continental sections. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 62, 87—100.

Wyllie P. J. (ed.) (1967). „Ultramafic and Related Rocks“, pp. 1—464. Wiley, New York.

Wyllie P. J. (1970). Ultramafic rocks and the upper mantle. *Mineral. Soc. Am. Spec. Paper* 3, 3—32.

Yoder H. S., and C. E. Tilley (1962). Origin of basalt magmas; an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.* 3, 342—532.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ

4-1. ВВЕДЕНИЕ

Извержения базальтовых магм в огромных масштабах происходили на протяжении всего геологического времени как в континентальных, так и в океанических областях. Со времен Дели и Боуэна проблемы, связанные с генезисом и фракционированием базальтовых магм, занимают важное место в изучении петрологии изверженных пород. На основании некоторых доказательств было сделано заключение, что базальты происходят из мантии. Следовательно, их состав является источником информации, правильная интерпретация которой должна пролить свет на химическую и минеральную природу этой сферы Земли. В данной главе мы остановимся главным образом на исследованиях взаимосвязей базальтовых магм и соотношениях их с мантийными источниками в свете последних достижений экспериментальной петрологии.

Ученые выявили существование нескольких классов базальтов, характеризующихся разными минеральным и химическим составом (табл. 4-1). Удобная классификация, основанная на нормативных минералах CIPW¹, предложена Йодером и Тилли [1962; рис. 4-1]. Хотя классификация и отличается некоторой искусственностью (в природе составы базальтовых пород имеют постепенные переходы между различными классами), но она все-таки имеет большую практическую ценность.

Длительные исследования упрощенных систем моделей и кристаллизации природных базальтовых пород помогли понять процесс дифференциации оливиновые толеиты — кварцевые толеиты с точки зрения боуэновской теории реакционного ряда оливина². Поэтому постепенное изменение состава базальтов между В и А (см. рис. 1-4) можно было легко объяснить. Во то же время постоянный состав базальтов между В и D многие годы оставался сложной проблемой. Экспериментальные исследования на упрощенных системах, а также наблюдения за условиями кристаллизации природных толеитов и щелочных базальтов показали, что плоскость клинопироксен — плагиоклаз — оливин образует термальный барьер³, по обе стороны которого в условиях низких давлений тренды фракционной кристаллизации в базальтовых магмах сдвигаются. Поэтому исходная оливино-толеитовая магма едва ли могла проникнуть через критическую плоскость недосыщения и образовать щелочной оливиновый базальт в процессе кристаллизационной

¹ Норма CIPW относится к минеральному составу условий низких давлений, который вычисляется из среднего химического состава всей породы. Она практически полезна при применении классификации тонкозернистых и (или) стекловидных пород (например, многих базальтов), в которой истинные соотношения минералов сразу определить невозможно.

² Bowen [1928].

³ Yoder, Tilly, [1928].

Классификация базальтов, основанная на нормативных минералах CIPW

Класс	Состав
<i>Толетитов</i> — характеризуется наличием нормативного гиперстена	Кварцевые толенты — содержат кварц + гиперстен
<i>Переходный</i>	Оливиновые толенты — содержат оливин + гиперстен
<i>Щелочных базальтов</i> — характеризуется наличием нормативного нефелина	Оливиновые базальты — произвольный термин для толентов, находящихся очень близко к критической плоскости недосыщенности, см. рис. 4-1 (<3% гиперстена)
	Щелочные оливиновые базальты — содержат оливин, нефелин 0—5%
	Базаниты — содержат оливин; нефелин 5%
	Оливиновые нефелиниты — содержат в качестве основных минералов оливин, диопсид и нефелин (но не альбит)
<i>Высокоглиноземистых базальтов</i>	Базальты с 15—18% Al_2O_3 , извергавшиеся в жидком состоянии. Хотя нормативный состав в основном соответствует объему оливиновых толетитов (см. рис. 4-1), они варьируют от щелочных оливиновых базальтов через оливиновые базальты до оливиновых толетитов

дифференциации, или наоборот. С другой стороны, петрологи, изучавшие в поле минералогические и петрологические взаимосвязи между щелочными базальтами и толентами, установили существование непрерывного ряда этих пород. Многие петрологи убедились в том, что эти магмы связаны между собой какой-то разновидностью кристаллизационной дифференциации.

Высокоглиноземистые базальты составили другую группу пород, генезис которых пока не ясен. Они широко распространены на континентах, островных дугах и в срединно-океанических хребтах, особенно в последних. Выявлен постепенный переход между высокоглиноземистыми базальтами, с одной стороны, и оливиновыми толетитами, оливиновыми базальтами и щелочными оливиновыми базальтами — с другой. Их структуры показывают, что извергались они в жидком состоянии, хотя эксперименты по плавлению при низких давлениях показали широкое поле первичной кристаллизации плагиоклаз ± оливин, следовательно, высокоглиноземис-

стые расплавы не являлись продуктами фракционной кристаллизации при низких давлениях.

Некоторые петрологи¹ высказали предположение, что кристаллизационные равновесия в базальтах могут значительно изменяться под воздействием больших давлений, а выведенные линии равновесия между нормальными толеитами, щелочными и высокоглиноземистыми базальтами могут быть результатом расширений первичных полей кристаллизации ортопироксена, клинопироксена и граната в условиях высоких давлений. Йодер и Тилли [1962] первыми подкрепили это предположение своими экспериментами по кристаллизации базальтовых составов при высоких давлениях. Эти эксперименты, пусть даже немногочисленные и носящие рекогносцировочный характер, продемонстрировали, что в условиях высоких давлений термального раздела не существует (см. рис. 4-1), а дифференциация при давлениях выше 20 кбар должна контролироваться кристаллизацией гранатов и пироксенов. Они предположили, что кристаллизация граната из толеитового расплава может привести к образованию щелочного базальта, в то время как кристаллизация из щелочного базальта омфациита может стать причиной дифференциации остаточного расплава в направлении толеита. Эти предположения были признаны неадекватными². Тем не менее, применение предложенных Йодером и Тилли экспериментальных методов в условиях высоких давлений и температур явилось значительной вехой в изучении кристаллизации природных базальтов.

В течение нескольких десятилетий, вплоть до 1960 г., большинство петрологов пренебрегали системами природных пород и сосредоточивали внимание на детальном исследовании модельных систем, содержащих до четырех компонентов. Они надеялись, что с накоплением достаточных данных по простым системам в конце

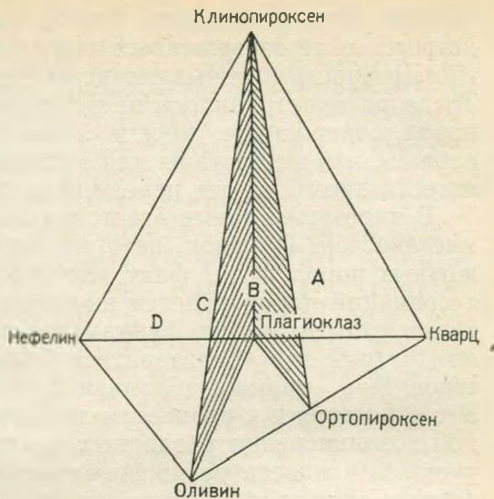


Рис. 4-1. Диаграмма, отображающая основной минеральный состав базальтов с помощью «базальтового тетраэдра» Йодера и Тилли.

Плоскость оливин — клинопироксен — плаггиоклаз рассматривается как «критическая плоскость недосыхания». Поля: А — кварцевых толеитов, В — оливиновых толеитов, С — щелочных оливиновых базальтов, D — высокоглиноземистые базальты находятся в основном в пределах поля оливинового толеита, причем их составы относительно смещены в направлении точки состава плаггиоклаза

¹ Holmes, Harwood [1932].

² D. Green, Ringwood [1967a].

концов удастся получить точное количественное представление о петрогенезисе изверженных пород. Оказалось, что эти «простые» системы часто показывают весьма сложные фазовые соотношения. Тогда распространилось представление, что системы природных пород, содержащие восемь или более компонентов, настолько сложны, что недоступны для экспериментального изучения, особенно если кроме других переменных рассматривается и давление.

В настоящее время эта точка зрения признана слишком пессимистической. Порядок, который наблюдается в петрологии изверженных пород, и тот факт, что строго определенные типы магм и ассоциаций пород удастся выделить на всем земном шаре, свидетельствуют о том, что фундаментальные петрогенетические процессы должны характеризоваться большой универсальностью и действовать в магмах, обладающих широким диапазоном составов. Это относится и к процессам дифференциации, являющимся причиной возникновения различных классов базальтов. Значит, существует возможность расшифровать эти процессы с помощью индуктивного метода, т. е. путем отбора типичных и характерных составов базальтов и изучения процесса их кристаллизации в широком диапазоне давлений и температур.

Применение электронного зонда при микроанализе фаз и расплавов, сформировавшихся в условиях высоких давлений, значительно облегчило выполнение этой задачи. Путем анализа составов многокомпонентных фаз и остаточных расплавов при экспериментах в широком диапазоне давлений и температур удалось проследить количественно и в деталях кристаллизационную дифференциацию систем природных пород как функцию давлений и температур. Применение электронного микрозонда для исследования систем природных пород высоких P - T -параметров позволяет решить многие основные проблемы петрологии. Данная глава содержит сведения о разработках в этой области в период 1964—1972 гг., связанных прежде всего с изучением петрогенеза базальтов. В эти годы большинство работ, сочетающих применение электронного микрозонда и эксперименты при высоких давлениях на природных базальтовых системах, проводилось в Австралийском государственном университете; здесь будет дан обзор главным образом этих работ.

Д. Грин и Рингвуд [1964, 1967 а] проанализировали обширные исследования кристаллизационных равновесий в оливниновом толенте, оливниновом базальте, щелочном оливниновом базальте и пикрите. Составы этих магм приведены в табл. 4-2. Прежде чем перейти к результатам, следует остановиться на причине выбора именно этих составов.

Состав неконтаминированной базальтовой магмы на земной поверхности — результат взаимодействия двух процессов. Первый — это процесс частичного плавления в мантии, в ходе которого образовалась *первичная магма*, второй — ее частичная кристаллизация, происходящая во время продвижения магмы к поверхности и изменяющая первичный состав. Для экспериментов рассматри-

Составы, нормы CIPW и «эклогитовые» нормы базальтов и пикрита, экспериментально изученные Т. Грином и Рингвудом [1967а]

Компоненты	Оливиновый толеит	Оливиновый базальт	Щелочной оливиновый базальт	Пикрит
SiO ₂	47,0	47,1	45,4	45,5
TiO ₂	2,0	2,3	2,5	1,9
Al ₂ O ₃	13,1	14,2	14,7	12,4
Fe ₂ O ₃	1,0	0,4	1,9	0,9
FeO	10,1	10,6	12,4	8,7
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2
MgO	14,6	12,7	10,4	18,8
CaO	10,2	9,9	9,1	9,7
Na ₂ O	1,7	2,2	2,6	1,6
K ₂ O	0,1	0,4	0,8	0,1
P ₂ O ₅	0,2	—	0,0	0,2
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0
Атомное отношение	0,72	0,68	0,60	0,79
Нормы CIPW				
Or	0,6	2,7	4,5	0,5
Ab	14,7	18,9	18,0	13,9
Ne	—	—	2,2	—
Ap	27,6	27,3	26,2	26,3
Di	17,0	17,6	15,7	16,5
Hu	12,3	1,3	—	2,8
Ol	21,9	27,2	25,8	34,6
Pt	3,8	4,4	4,8	3,7
Mf	1,4	0,6	2,9	1,3
Ap	0,5	—	—	0,4
«Эклогитовая» норма: допускается TiO ₂ в ильмените, незначительная растворимость «K ₂ O» в акмите-омфацисте. Гранат во всех составах Ca _{0,5} (Mg, Fe) _{2,5} Al ₂ Si ₃ O ₁₂				
Пироксен	50	52	47	40
Гранат	46	44	46	43
Оливин	—	—	2	13
Кварц	Следы	Следы	—	—
Ильменит	4	4	5	4

ваемого типа мы выбрали составы первичных магм, которые находились в равновесии с исходными минералами в мантии. Было установлено, что двумя наиболее важными исходными минералами являются оливин и ортопироксен.

О.'Хара [1965] утверждал, что почти все наблюдаемые базальтовые магмы во время их продвижения к поверхности претерпели значительное фракционирование и, следовательно, не являются

первичными расплавами. Эта точка зрения подтверждалась тем фактом, что многие базальтовые расплавы при извержении находятся близко к котектике оливин — плагноклаз — пироксен, тогда как экспериментальные данные показывают, что расплавы, сформировавшиеся на глубине (в мантии) и в равновесии с оливином (и ортопироксеном), значительно отклоняются от котектики низких давлений. Это отклонение означает, что расплавы, сформировавшиеся на глубине, содержат больше нормативного оливина.

Почти нет сомнения в том, что эта точка зрения является правильной во многих случаях, в частности, в случаях с континентальными толентами¹. Хорошо прослежена роль высокоуровневого фракционирования оливина в изменении составов гавайских толентов². Тем не менее имеется много доказательств того, что фракционирование во время подъема магм не играло большой роли, например, в щелочных базальтах, базанитах и нефелинитах, извергавшихся из своих исходных зон со скоростью, достаточной для того чтобы нести к поверхности большие ксенолиты мантии и ксенокристаллы высоких давлений³. Очевидно, магмы, транспортировавшие столь крупные объекты, не могли не захватить небольшие кристаллы оливина. Другой случай, в котором степень предшествующего фракционирования была, как выявляется, незначительной, относится ко многим океаническим толентам. Но даже там, где фракционирование, как считают, происходило при подъеме, имеются способы оценки состава первичного расплава путем использования результатов экспериментов в условиях высоких давлений (которые позволяют определить характер возможного фракционирования) и результатов детальных петрологических исследований в том или ином районе⁴. На Гавайских островах наиболее недосыщенное базальтовое стекло из вулкана Килауэа-Ики (извержение 1959 г.) содержало только 6,5% нормативного оливина, тогда как исследование роли осаждения оливина показало⁵, что средний состав магмы всего лавового озера включал 18% нормативного оливина. Другими критериями, которые используют при выборе составов первичных магм и при оценке роли фракционирования во время подъема магм, являются содержания в магмах Ni и Cr и отношения $Mg : (Mg + Fe)$. Составы, использованные для экспериментальных исследований (см. табл. 4-2), были выбраны с учетом приведенных выше критериев; предполагалось, что они являются возможными первичными магмами, которые могли бы быть в равновесии с перидотитовым остатком в мантии на глубинах от 10 до 80 км. Вывод, полученный при экспериментах, наряду с незначительными, но необходимыми модификациями, рассматривается в разделе 4-5.

¹ D. Green, Ringwood [1964, 1967a].

² Это также было признано Г. Хессом [1960].

³ Bultitude, Green [1971].

⁴ D. Green, Ringwood [1967a].

⁵ Mac Donald, Katsura [1961].

Составы оливиновых толенгов, оливиновых базальтов и щелочных оливиновых базальтов «оседлывают» критическую плоскость недосыщения (см. рис. 4-1). Начальной задачей экспериментов Т. Грина и Рингвуда было изучение поведения при кристаллизации каждого из выбранных базальтовых составов при разных давлениях с целью найти прямую линию дифференциации от оливинового толента к щелочному базальту. Эти эксперименты должны были проверить одну широко обсуждаемую петрологическую гипотезу, в соответствии с которой щелочные базальты могут формироваться за счет какого-то процесса кристаллизационной дифференциации из материнской оливин-толенговой магмы. Следующая задача состояла в использовании составов фаз, находящихся, как показали эксперименты, на ликвидусах или около ликвидусов выбранных базальтов, с целью ограничить состав исходных зон в мантии и объяснить процессы, за счет которых щелочные базальты и толенги могли формироваться посредством частичного плавления. Третьей задачей была расшифровка генезиса высокоглиноземистых базальтов.

Петрологи выяснили, что другой генетически важный родственный ряд магм представлен ассоциацией щелочные базальты — базаниты — оливиновые нефелиниты (см. рис. 4-1). Представляется весьма вероятным, что они связаны общим процессом фракционирования. Происхождение этой группы магм изучалось Т. Грином и его коллегами в течение 1968—1972 гг. Целесообразно обсудить экспериментальную работу по выяснению петрогенеза магм оливиновых толенгов — высокоглиноземистых базальтов — щелочных базальтов отдельно от работ по ассоциации щелочные базальты — базаниты — нефелиниты.

4-2. КРИСТАЛЛИЗАЦИОННЫЕ РАВНОВЕСИЯ В ТОЛЕИТАХ И ЩЕЛОЧНЫХ ОЛИВИНОВЫХ БАЗАЛЬТАХ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ

Результаты экспериментов по кристаллизации оливиновых толенгов и щелочных оливиновых базальтов¹ в диапазоне давлений 0—30 кбар и при температурах от 1100 до 1500°С показаны на рис. 4-2 и 4-3.

Режим давлений (0—5 кбар). В оливиновых толенгах при атмосферном давлении до появления плагиоклаза происходит первичная кристаллизация оливина, а при более низкой температуре — клинопироксена. Эксперименты по плавлению, проведенные

¹ Состояния окисления проб были проверены путем проведения химических анализов, не показавших значительных изменений во время опытов. Первая серия опытов проводилась в платиновых контейнерах. Степень потери железа во время опытов тщательно контролировалась, и в расчеты вносились необходимые поправки. Средняя потеря железа во время опытов составляла 2% FeO. Впоследствии все ключевые опыты повторялись с использованием графитовых тиглей, в которых потери железа не происходит. Эти опыты подтвердили поправки, сделанные при опытах в платиновых контейнерах.

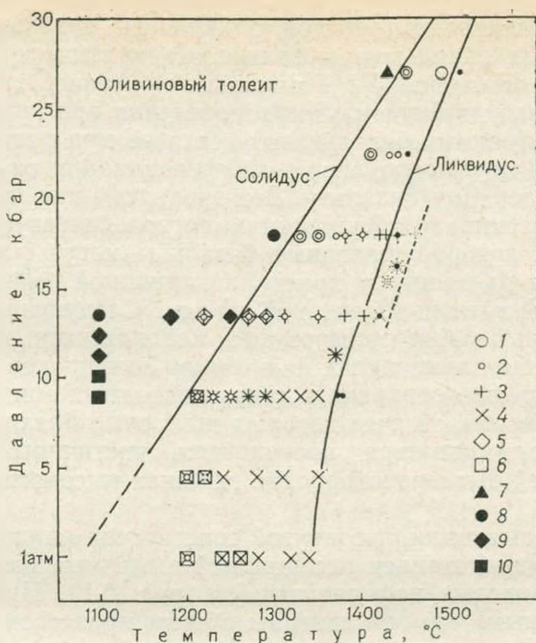


Рис. 4-2. Деталь экспериментов по кристаллизации, проведенных на составе оливинового толеита при высоких давлениях и температурах.

По Т. Грину и Рингвуду [1967a].

Фазы, сосуществующие с жидкостью: 1 — гранат (Ga); 2 — клинопироксен (Срх); 3 — ортопироксен (Орх); 4 — оливин (Ol); 5 — шпинель (Sp); 6 — плагиоклаз (Pl). Субсолидусные ассоциации: 7 — Ga+Pх; 8 — Ga+Pх+Pl; 9 — Sp+Pх+Pl; 10 — Ol+Pх+Pl. Эксперименты на модифицированном, богатом оливином, составе обозначены пунктиром (пять опытов)

другими исследователями на базальтах, похожих на оливиновые толеиты¹, показали, что первичное поле кристаллизации оливина продолжает существовать до тех пор, пока остаточные расплавы не становятся нормативно кварцсодержащими. Таким образом, согласно раннему выводу Боуэна [1928], кристаллизация оливинового толеита за счет сепарации оливина в условиях низких давлений способна объяснить наблюдаемый непрерывный спектр составов между оливиновыми и кварцевыми толеитами.

Режим умеренных давлений (5—10 кбар). Оливин в этом интервале давлений остается ликвидусной фазой, но соотношения кристаллизации пироксенов и плагиоклаза резко отличаются от таковых при режиме низких давлений. В то время как при низких давлениях второй кристаллизующейся фазой является плагиоклаз, здесь его место занимают: ортопироксен в оливиновых толеитах, ортопироксен+субкальциевый клинопироксен в оливиновых базальтах и клинопироксен в щелочных оливиновых базальтах. Таким образом, первичное поле кристаллизации плагиоклаза заметно сокращается, между тем как поля пироксенов зна-

¹ Tilley et al. [1963, 1964, 1965]; Yoder, Tilley [1962].

чительно расширяются. Электронное микрондирование показало высокие содержания в них глинозема (4—9% Al_2O_3).

Используя наблюдаемые во время кристаллизации составы фаз и их соотношения, можно рассчитать направления фракционирования остаточного расплава (табл. 4-3). Производные расплавы характеризуются высокими содержаниями глинозема и нормативного плагиоклаза, напоминая по составу высокоглиноземистые оливиновые толеиты, широко распространенные на глубоком океаническом дне или вдоль системы срединно-океанических хребтов¹. Поэтому на рис. 4-1 видно, что остаточный расплав фракционирует не в направлении вершины кварца, как это имеет место при режиме низких давлений, а в направлении точки состава плагиоклаза. Аналогичная тенденция в сторону высокоглиноземистых характеристик была продемонстрирована для случая щелочного базальтового состава.

Режим промежуточных давлений (10—20 кбар). С увеличением давлений значительные различия в кристаллизации становятся еще более очевидными. Что касается оливиновых толеитов (см. рис. 4-2), то наиболее заметными становятся сильное сокращение первичного поля кристаллизации оливина и расширение поля кристаллизации глиноземистого ортопироксена (4—10% Al_2O_3), который присоединяется к оливину при давлении 11 кбар. При давлении 13,5 кбар оливин больше не кристаллизуется, и ликвидусной фазой становится ортопироксен, к которому приблизительно при 100°С присоединяется субкальциевый глиноземистый клинопироксен. Эта тенденция сохраняется и при давлении 18 кбар, хотя разрыв между появлением ортопироксена и клинопироксена уменьшается. Другой важной особенностью является исчезновение в этом интервале давлений плагиоклаза. Таким образом, фракционная кристаллизация оливинового толеита в режиме промежуточных давлений управляется кристаллизацией

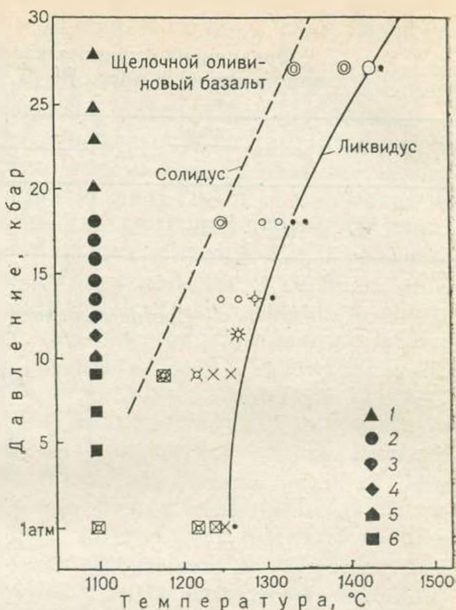


Рис. 4-3. Деталь экспериментов по кристаллизации на составе щелочного оливинового базальта при высоких давлениях и температурах.

По Т. Грину и Рингвуду [1967а].

Усл. обозн. см. рис. 4-2.

Субсолидусные ассоциации 1 — $Px+Ga$; 2 — $Px+Ga+Pl$; 3 — $Px+Ga+Pl+Sp$; 4 — $Px+Sp+Pl$; 5 — $Px+Ol+Pl+Sp$; 6 — $Px+Ol+Pl$

¹ А. Engel, К. Engel [1965].

Фракционная кристаллизация оливинового толенга
при давлении 9 кбар. По Д. Грину и Рингвуду [1967а]

P-T-условия	кбар C	9	9	9
		1290	1250	1230
Вид и вычисленный % минералов		Ol-11	Ol-12 Orx 3	Ol-12 Orx-4 Cpx-14

Состав выделившихся кристаллов

SiO ₂	40,3	42,5	45,9
Al ₂ O ₃	—	1,4	6,2
FeO	12,3	13,0	11,3
MgO	47,1	42,3	31,6
CaO	0,3	0,8	5,0

Состав жидкой фазы (начальный расплав)

SiO ₂	47,0	47,6	47,6	47,3
TiO ₂	2,0	2,3	2,4	2,9
Al ₂ O ₃	13,1	14,8	15,2	16,1
Fe ₂ O ₃	1,0	1,1	1,2	1,5
FeO	10,1	9,8	9,6	9,5
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2
MgO	14,6	10,5	9,5	7,2
CaO	10,2	11,4	11,8	12,4
Na ₂ O	1,7	2,0	2,0	2,5
K ₂ O	0,1	0,1	0,1	0,1
P ₂ O ₅	0,2	0,2	0,2	0,3

Нормативный состав жидкой фазы по CIPW:

Or	0,7	0,7	0,7	0,8
Ab	14,7	16,5	16,8	21,0
An	27,6	31,1	32,1	32,4
Di	17,0	19,2	20,2	22,5
Hy	12,3	13,8	12,9	5,2
Ol	21,9	12,2	10,5	10,1
Hm	3,8	4,3	4,6	5,5
Mt	1,4	1,6	1,8	2,1
Ap	0,5	0,5	0,5	1,6
$\frac{Mg}{Mg+^{+1}Fe}$	0,72	0,66	0,64	0,57

глиноземистого ортопироксена и в меньшей степени глиноземистого клинопироксена.

На базальтовом тетраэдре (см. рис. 4-1) видно, что отделение ортопироксена вызывает смещение остаточных расплавов в сторону плоскости критического недосыщения. Фракционную кристаллизацию можно рассчитать путем использования соотношений и составов кристаллизующихся фаз (табл. 4-4). Установлено, что остаточный расплав — результат отделения 15% пироксена — имеет состав, похожий на состав оливиновых базальтов (см. табл. 4-2) и находится на плоскости критического недосыщения. Последующее изучение фракционной кристаллизации поэтому лучше проводить путем исследования кристаллизации оливиновых базальтов. В этом составе глиноземистый ортопироксен остается на ликвидусе¹, но вскоре к нему присоединяется субкальциевый клинопироксен. Из рис. 4-1 видно, что продолжающаяся кристаллизация ортопироксена будет продвигать состав остаточного расплава через критическую плоскость недосыщения в поле щелочного базальта. Это подтверждается и количественно с помощью соотношений и составов фаз, кристаллизующихся из оливинового базальта (табл. 4-5). Так образуются остаточные расплавы состава богатых оливином щелочных базальтов, содержащих свыше 2% нормативного нефелина. Это свидетельствует о том, что в режиме промежуточных давлений термальный барьер низкого давления разрушен, и кристаллизация при преобладающем выделении глиноземистых ортопироксенов оттесняет остаточные расплавы непосредственно в поле щелочного базальта. Таким образом подтверждаются предположения петрологов² относительно возможной роли фракционной кристаллизации ортопироксена в образовании щелочных магм. На рис. 4-3 показана деталь эксперимента по кристаллизации щелочного оливинового базальта, из которого видно, что глиноземистый ортопироксен остается на ликвидусе при давлении приблизительно между 11 и 15 кбар и его сопровождает субкальциевый глиноземистый клинопироксен. Кристаллизация этих фаз заставляет остаточный расплав продвигаться глубже в поле щелочного базальта. При 13,5 кбар кристаллизация 2,5% глиноземистого ортопироксена и 7,5% субкальциевого клинопироксена дает остаточный расплав, содержащий от 5 до 6% нормативного нефелина и 23% нормативного оливина, т. е. богатого оливином базанита³. Аналогичные результаты получены при кристаллизации 20% субкальциевого клинопироксена при давлении 18 кбар.

Изученный состав пикрита (см. табл. 4-2) нормативно аналогичен составу оливинового базальта, за исключением того что он

¹ D. Green, Ringwood [1967a].

² Holmes, Harwood [1932]; Powers [1935]; Larsen [1940].

³ Ключевые опыты, демонстрирующие появление ортопироксена на ликвидусе в оливиновом базальте и щелочном оливиновом базальте, были подтверждены при последующих экспериментах, в которых использовались графитовые капсулы, позволяющие исключить потерю железа [D. Green, 1970a].

Фракционная кристаллизация оливинового толеита при давлениях 13,5 и 18 кбар.
По Д. Грину и Рингвуду [1967a]

P - T -условия, $\frac{\text{кбар}}{^{\circ}\text{C}}$	$\frac{13,5}{1350}$	$\frac{19}{1460}$
Вид и вычисленный % минералов	Орх-15	Орх-10 Срх-5

Состав выделившихся кристаллов

SiO ₂	53,8	53,0
Al ₂ O ₃	6,0	7,3
FeO	7,2	6,3
MnO	30,2	28,6
CaO	2,8	4,8

Состав жидкой фазы
(начальный расплав)

SiO ₂	47,0	45,7	45,9
TiO ₂	2,0	2,4	2,4
Al ₂ O ₃	13,1	14,3	14,1
Fe ₂ O ₃	1,0	1,2	1,2
FeO	10,1	10,6	10,7
MnO	0,2	0,2	0,2
MgO	14,6	11,9	12,1
CaO	10,2	11,3	11,1
Na ₂ O	1,7	2,0	2,0
K ₂ O	0,1	0,1	0,1
P ₂ O ₅	0,2	0,2	0,2

Нормативный состав жидкой фазы по CIPW

Or	0,6	0,6	0,6
Ab	14,7	17,3	17,3
An	27,6	29,7	28,8
Di	17,0	20,5	20,3
Hy	12,3	0,2	2,0
Ol	21,9	24,9	24,2
Ilm	3,8	4,5	4,6
Mf	1,4	1,8	1,8
Ap	0,5	0,5	0,5
$\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}}$	0,72	0,67	0,67

Фракционная кристаллизация оливинового базальта при давлениях 13,5 и 18 кбар. По Д. Грину и А. Рингвуду [1967а]

<i>P-T</i> -условия	кбар °C	13,5 1310	18 1335
Вид и вычисленный % минералов		Орх-10 (при 1320°C)	Орх-5 Срх-10

Состав выделившихся кристаллов

SiO ₂		53,8	51,9
Al ₂ O ₃		6,4	8,6
FeO		6,6	5,8
MgO		30,3	25,6
CaO		2,9	8,1

*Состав остаточного расплава
(начальный расплав)*

SiO ₂	41,1	46,4	46,3
TiO ₂	2,3	2,6	2,7
Al ₂ O ₃	14,2	15,0	15,1
Fe ₂ O ₃	0,4	0,5	0,5
FeO	10,6	11,1	11,5
MnO	0,2	0,2	0,2
MgO	12,7	10,8	10,4
CaO	9,9	10,6	10,2
Na ₂ O	2,2	2,5	2,6
K ₂ O	0,4	0,5	0,5

Нормативный состав остаточного расплава по CIPW:

Or	2,7	3,0	3,3
Ab	18,9	16,8	17,8
Ne	—	2,4	2,3
An	27,3	28,1	27,8
Di	17,6	19,9	18,6
Hy	1,3	—	—
Ol	27,2	24,2	24,3
Ilm	4,4	5,0	5,1
Mf	0,6	0,7	0,8

$\frac{Mg}{Mg+^{+2}Fe}$	0,68	0,63	0,62
-------------------------	------	------	------

содержит дополнительно 9% оливина. Соответственно, он находится почти на критической плоскости недосыщения (см. рис. 4-1). Установлено, что при давлении между 13 и 18 кбар фаза ликвидуса является оливином (Fo_{92}), за которым близко следует ортопироксен (En_{90}). Кристаллизация этих фаз должна продвигать остаточный расплав в объем критического недосыщения¹.

Приведенные результаты количественных экспериментов показывают, что в режиме промежуточных давлений материнский оливиновый толеит или толеитовая пикритовая магма должны фракционировать непосредственно в направлении критической плоскости недосыщения и через нее, образуя непрерывный ряд базальтовых составов между материнским толеитом, распространяющимся до щелочного базальта, и базанитом, содержащим до 6% нормативного нефелина. Эти результаты явно имеют решающее значение для понимания петрогенеза щелочных базальтов.

Режим высоких давлений (от 20 до 30 кбар). Когда давление превышает 20 кбар, в ходе кристаллизации оливинового толеита и щелочного базальта происходит дальнейший значительный сдвиг (см. рис. 4-2 и 4-3). При давлении 22,5 кбар ликвидусной фазой является клинопироксен, к которому при более низких температурах присоединяется гранат. Клинопироксен, как полагают, содержит большие количества кальция, чем при низких давлениях, а также значительные количества натрия. При давлении в 27 кбар ликвидусной фазой в базальте является гранат, за которым близко следует клинопироксен. Таким образом, в этом режиме доминирует фракционирование эклогита, что было установлено еще Йодером и Тилли [1962]. Для широкого диапазона базальтовых составов в режиме высоких давлений ликвидусной фазой могут быть либо гранат, либо клинопироксен. Однако допускается только небольшая степень кристаллизации одной из этих фаз, прежде чем к ней присоединится другая фаза, и при сравнительно небольшом понижении температуры² ($\sim 50^\circ \text{C}$) происходит интенсивная котектическая кристаллизация граната — клинопироксена. Значительные интервалы, в которых кристаллизуются либо гранат, либо клинопироксен, неблагоприятны для гипотезы Йодера и Тилли, в соответствии с которой щелочные базальты могут формироваться путем интенсивной кристаллизации граната из оливинового толеита, а толеиты — путем интенсивной кристаллизации омфацитового клинопироксена из щелочного базальта. Но даже если не принимать это во внимание, то расчеты влияния интенсивного выделения граната состава, *действительно наблюдаемого на ликвидусе толеита*, показывают, что образующиеся остаточные расплавы не похожи на щелочные базальты. Точно так же остаточные расплавы, образующиеся за счет сепарации клинопироксена из щелочных базальтов, не похожи на природные толеиты.

¹ D. Green, Ringwood [1964]; Yoder, Tilley [1962].

² D. Green, Ringwood [1967a].

Поскольку состав в отношении главных элементов ассоциации гранат + клинопироксен, выкристаллизованной при высоких давлениях из богатых оливином базальтовых составов, приблизительно сходен с аналогичными ассоциациями материнских составов, то высокая степень кристаллизации эклогита возможна без перемещения остаточного расплава в небазальтовые составы¹ (по главным элементам). Однако широкий интервал фракционирования эклогита оказывает сильное влияние на распространённость некоторых микроэлементов и на отношения $Mg : (Mg + Fe)$ остаточных расплавов. Оно будет рассмотрено в разделах 4-6 и 4-7.

Резюме о направлениях фракционной кристаллизации. Рассмотренные выше результаты экспериментов показывают, что фракционная кристаллизация богатой оливином толентовой магмы может привести к образованию трех различных производных магм в строго определенных режимах давлений (рис. 4-4).

При низких давлениях (0—5 кбар), что соответствует глубинам менее 15 км, кристаллизация начинается с оливина, а плагиоклаз или клинопироксен выступают в качестве второй фазы при более низких температурах. Остаточные расплавы сдвигаются в направлении вершины кварца базальтового тетраэдра (см. рис. 4-1). Первичное поле кристаллизации распространяется через плоскость насыщения кремнеземом, что сопровождается определенной реакцией; таким образом, остаточные расплавы имеют состав кварцевого толента.

При умеренных давлениях (5—10 кбар), соответствующих глубинам от 15 до 35 км, ранние стадии фракционирования характеризуются, как и при низких давлениях, выделением оливина, но к оливину в толентовых составах присоединяется ортопироксен. Поле кристаллизации плагиоклаза во всех базальтовых составах относительно мало, а остаточные расплавы фракционируют непосредственно в направлении точки состава плагиоклаза в базальтовом тетраэдре, способствуя образованию высокоглиноземистых оливиновых базальтов.

При промежуточных давлениях (10—20 кбар), соответствующих глубинам от 35 до 70 км, поле оливина значительно сокращается, и кристаллизация характеризуется выделением глиноземистого ортопироксена ± субкальциевый глиноземистый клинопироксен. Остаточные расплавы фракционируют в направлении критической плоскости недосыщения и через нее в щелочные базальтовые поля, давая щелочные оливиновые базальты и базаниты, содержащие до 6% нормативного нефелина.

Существование этих трех радикально различных направлений фракционной кристаллизации в пределах такого небольшого интервала давлений или глубин — явление крайне примечательное. Петрологи давно знали о существовании различных оливиновых толентов, кварцевых толентов, базальтов с высоким содержанием глинозема и щелочных типов магм, а также переходных разно-

¹ O'Hara [1968a].

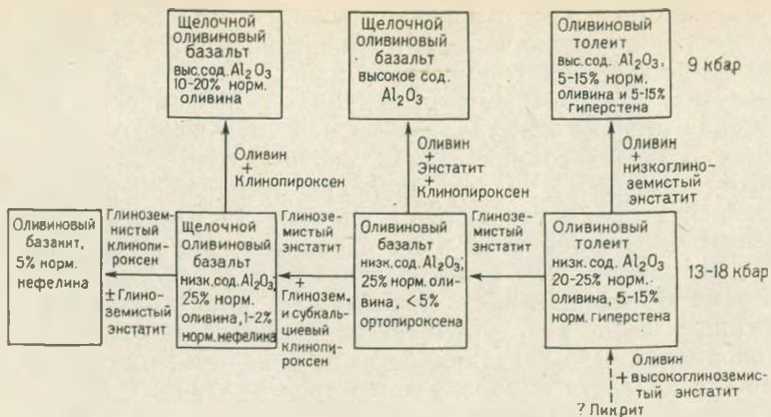


Рис. 4-4. Диаграмма, показывающая замкнутую систему фракционной кристаллизации базальтовой магмы при разных давлениях.

По Т. Грину и Ринггауду [1967a]

стей между ними. Экспериментальные результаты, описанные в этом и других разделах, дают прочное количественное обоснование для интерпретации этих разностей.

4-3. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ, ОСНОВАННЫЕ НА СООТНОШЕНИЯХ ЩЕЛОЧНЫХ ОЛИВИНОВЫХ БАЗАЛЬТОВ, БАЗАНИТОВ И НЕФЕЛИНИТОВ

В провинциях щелочных базальтов широко распространены оливиновые базаниты, содержащие до 15% нефелина, и оливиновые нефелиниты, в которых находится до 30% нефелина, но они лишены плагноклаза. Составы и нормы двух типичных образцов этих пород приведены в табл. 4-6. По-видимому, существующий в природе непрерывный ряд щелочные оливиновые базальты — оливиновые базаниты — оливиновые нефелиниты позволяет предполагать наличие общего механизма фракционной кристаллизации. Результаты экспериментов по фракционированию базальта показывают на последовательность от толеитов через щелочные оливиновые базальты к кромке поля базанита (6% нефелина). Однако изученные механизмы, по-видимому, не способны объяснить генезис базанитов (10—15% нефелина) и нефелинитов (15—30% нефелина).

Детальное изучение генезиса этой серии пород было произведено Д. Гринем и его коллегами [1968, 1970, 1971, 1973]. В сухих условиях доминирующими фазами, кристаллизующимися при давлениях до 30 кбар, являются оливин и клинопироксен. Выделение этих фаз, однако, не приводит к значительному увеличению содержания нефелина. Из рис. 4-1 видно, что для образования базанитов и нефелинитов необходимо дальнейшее выделение ортопироксена (\pm субкальциевого клинопироксена).

Состав и нормы CIPW типичного базанита и оливинового нефелинита. По Д. Грину [1970a]

Компоненты	Оливиновый базанит, г. Левра, шт. Виктория	Оливиновый нефелинит, Скотсдейл, Тасмания
SiO ₂	44,6	39,3
TiO ₂	2,9	3,9
Al ₂ O ₃	11,7	9,5
Fe ₂ O ₃	3,0	5,1
FeO	9,4	10,7
MnO	0,2	0,2
MgO	13,9	13,9
CaO	7,7	11,2
Na ₂ O	3,7	3,0
K ₂ O	2,0	1,5
P ₂ O ₅	1,0	2,3
$\frac{Mg}{Mg+^{+2}Fe}$	0,73	0,70
Нормы CIPW		
Lc	—	0,3
Or	11,7	8,3
Ab	12,0	—
Ne	10,2	13,4
An	9,8	8,4
Di	18,7	29,1
Hy	—	—
Ol	25,8	22,3
Ilm	5,6	6,4
Mt	4,3	7,4
Ap	2,0	4,5

Балтитюд и Д. Грин сделали важное открытие, показав, что при высоких давлениях первичное поле кристаллизации ортопироксена из щелочных базальтовых магм значительно расширяется при добавлении к расплавам воды. Поскольку высокощелочные магмы часто вызывают взрывные извержения, указывающие на высокие содержания воды, добавление этого компонента является петрологически оправданным. Эксперименты проводились на щелочном оливиновом базальте, оливиновом и пикритовом нефелините при давлениях от 18 до 27 кбар и температурах от 1150 до 1250°С. Оказалось, что расплавы содержат приблизительно 5—7% воды. Было обнаружено, что глиноземистый ортопироксен является важной фазой в каждом из этих составов, указывая на значительное расширение последовательности фракционной кристаллизации (см. рис. 4-4). В безводных условиях ликвидусным и окологлиноземистым фазам соответствовали оливин, клинопироксен и гранат, кристаллизовавшиеся при температурах 1530—1400°С.

Некоторые ученые скептически относились к значимости этих экспериментов из-за возможного загрязнения навесок материалом, привносимым в раствор водой, служившей средой для передачи давления¹. Впоследствии, однако, тщательное изучение кристаллизации оливнинового базанита (см. табл. 4-6), содержащего 11% нормативного нефелина, было произведено в запаянных платиновых и палладиево-серебряных ампулах². Оно ясно показало наличие ограниченного интервала (давление 22—27 кбар, температура 1230—1320°С, содержание воды 2—5%), в котором на ликвидусе базанита появлялся глиноземистый ортопироксен, сопровождавшийся в некоторых опытах оливнином и глиноземистым клинопироксеном. С использованием запаянных платиновых ампул³ было подтверждено и наличие увеличенного поля ортопироксена на ликвидусе щелочного оливнинового базальта при 18 кбар в присутствии воды.

Эти данные показывают⁴, что если в исходных зонах базальтовых магм имеется необходимая вода (и CO₂), то фракционная кристаллизация при выделении ортопироксена как основной кристаллизующейся фазы распространяется на весь интервал составов от оливнинового толента через щелочной оливниновый базальт и оливниновый базанит до оливнинового нефелинита. В богатых оливнином составах сопровождающей фазой является оливин, а в качестве третьей фазы выступает либо клинопироксен, либо гранат, в зависимости от *P-T*-условий и валового состава магмы. Эффект фракционной кристаллизации при отделении основного количества ортопироксена довольно быстро должен приводить к обеднению остаточного расплава SiO₂ и обогащению его CaO и щелочами. Изменения в химическом составе хорошо согласуются с тенденцией, наблюдаемой в базальтах, происходящих из мантии, которые по составу варьируют от щелочных оливниновых базальтов до оливниновых нефелинитов⁵.

Важной особенностью является то, что последовательность фракционной кристаллизации, приводящая к формированию базанитов и нефелинитов, проявляется только при давлениях 20—35 кбар, которые выше требующихся для последовательности оли-

¹ Kushiro [1969]; O'Hara [1968a].

² D. Green [1970, 1973a].

³ Элгер [1973] при изучении равновесия кристалл—расплав в системе MgO—SiO₂—H₂O—CO₂ показал, что растворенный CO₂ оказывает влияние на расширение первичного поля кристаллизации ортопироксена за счет поля оливина. Аналогичный эффект расширения поля кристаллизации ортопироксена в расплаве оливнинового нефелинита, содержащем растворенный CO₂, был отмечен Д. Грином [1973a]. Брей и Д. Грин [1974] недавно изучили кристаллизацию оливнинового нефелинита и оливнинового мелилита (38% SiO₂) с добавлением летучих (50 мол. % CO₂—50 мол. % H₂O) в запаянных палладиево-серебряных капсулах при температурах 1100—1200°С и давлениях 30—35 кбар. Было установлено, что ортопироксен представляет фазу ликвидуса. Эти результаты позволяют предполагать, что растворенный CO₂ (как ⁻²CO₃) играет важную роль в генезисе магм, более щелочных, чем оливниновые базаниты.

⁴ Green, Hibberson [1970].

⁵ Bultitude, Green [1968].

виновный толеит — щелочной базальт (10—20 кбар). Это подтверждает точку зрения исследователей¹ о том, что сильно недо-
сыщенные нефелиниты, возможно, происходят с больших глубин,
чем щелочные оливниновые базальты.

4-4. ПРЯМЫЕ ДОКАЗАТЕЛЬСТВА РОЛИ ФРАКЦИОННОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГЛИНОЗЕМИСТОГО ПИРОКСЕНА ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ В ПЕТРОГЕНЕЗЕ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ

О широком распространении в щелочных базальтах лерцолитовых и перидотитовых ксенолитов известно давно (см. раздел 3-4). В 1964 г. Куно описал обнаруженные в щелочных оливниновых базальтах крупные (до 3 мм) ксенокристаллы ортопироксена и клинопироксена. Было установлено, что клинопироксен содержит 10%, а ортопироксен свыше 4% Al_2O_3 . Составы ксенокристаллов значительно отличались от составов пироксенов в лерцолитовых конкрециях. Куно предполагал, что пироксены выкристаллизовались из вмещающей магмы при высоких давлениях в верхней мантии. Эту интерпретацию в значительной степени поддержали Т. Грин и Рингвуд, в том же году показавшие, что ортопироксен, кристаллизующийся при высоких давлениях из расплава оливнинового толеита, содержит в больших количествах глинозем. Куно также указал на несколько других аналогичных местонахождений ксенокристаллов пироксена в щелочных базальтах.

С тех пор выявлено много новых местонахождений подобных ксенокристаллов, в частности, в щелочных базальтах Восточной Австралии. Бинс и его сотрудники [1969, 1970] детально описали ксенокристаллы клинопироксена из базанитов в северо-восточной части Нового Южного Уэльса. Они достигают в длину 10 см и, как правило, являются недеформированными и стекловидными с раковистым изломом. Их состав повсеместно однороден и характеризуется присутствием больших количеств Al_2O_3 (до 9,5%). Они также содержат значительные количества жадеитового компонента, являются субкальцевыми и изредка сопровождаются ортопироксенами, содержащими до 8% Al_2O_3 и около 2% CaO. Составы ксенокристаллов очень похожи на составы пироксенов, кристаллизующихся, как наблюдалось при экспериментах, вблизи ликвидуса оливнинового базальта и щелочных базальтов при давлениях приблизительно 10—20 кбар². Пироксены сопровождаются другими крупными ксенокристаллами (шпинель, оливин, керсутит и анортотлаз). Роль этих фаз, за исключением оливина, в процессах фракционной кристаллизации еще не установлена. Бинс пришел к заключению, что ксенокристаллы имеют родственное происхождение и кристаллизуются из магм при давлениях 10—15 кбар.

¹ Kuno [1959]; Kushiro, Kuno [1963]; Kushiro [1968].

² D. Green, Ringwood [1967a].

Д. Грин и Хиберсон [1970] описали местонахождение ксено-кристаллов глиноземистого ортопироксена и клинопироксена из оливиновых базальтов с о. Окленд (табл. 4-7). При экспериментальном изучении вмещающего базальта они нашли, что глиноземистый ортопироксен и клинопироксен являются почти ликвидусными фазами при давлениях 11—18 кбар, но взаимная растворимость пироксенов, кристаллизующихся из «сухой» магмы, была намного больше, чем в природных ксенокристаллах пироксена. Соответственно базальт в этом интервале давлений кристаллизовался в присутствии 2% воды, которая снижала ликвидус до 1200°С. Глиноземистый клинопироксен и ортопироксен продолжали находиться на ликвидусе или вблизи него, однако вследствие низкой температуры степень взаимной растворимости пироксенов в твердом состоянии уменьшилась. При экспериментах в температурном интервале 1130—1230°С было установлено близкое сходство между составами природных ксенокристаллов и экспериментальных окололиквидусных фаз базальта. После экспериментов вряд ли можно сомневаться в том, что природные ксенокристаллы действительно кристаллизовались из вмещающей магмы и в том, что последняя содержала 2% воды.

Д. Грин [1966] показал, что некоторые ксенолиты гранатовых пироксенитов, присутствующие в туфах оливиновых нефелинитов кратера Соленого озера (Оаху) имеют валовые составы, аналогичные составам субкальцевого клинопироксена ± оливин, на-

Таблица 4-7

Составы ксенокристаллов ортопироксена и клинопироксена оливиновых базальтов с о. Окленд в сравнении с составами ортопироксена и клинопироксена, кристаллизующихся на ликвидусе (или почти на ликвидусе) базанита при давлениях 18 кбар и T 1200°С. По Д. Грину и Хибберсону [1970]

Компоненты	Ортопироксен (ксенокристалл)	Ортопироксен	Клинопироксен (ксенокристалл)	Клинопироксен
SiO ₂	56,0	54,9	52,9	52,3
TiO ₂	0,3	0,4	0,7	0,7
Al ₂ O ₃	3,3	3,1	4,3	5,9
FeO	8,5	9,1	6,5	6,4
MgO	31,3	30,5	19,1	17,5
CaO	2,1	2,0	15,6	16,2
Na ₂ O	<0,1	—	0,7	1,0
$\frac{Mg}{Mg+Fe}$	0,87	0,86	0,84	0,83
Молекулярные соотношения	Ca } 4 Mg } 83 Fe } 13	4 82 14	33 56 11	36 53 11

блюдавшимися во время экспериментов на ликвидусе щелочного базальта при давлениях 10—20 кбар. Если бы ассоциация клинопироксен±оливин охлаждалась до более низких температур, то происходил бы распад на ортопироксен и богатый Са клинопироксен. Это сопровождалось бы уменьшением растворимости в твердом состоянии Al_2O_3 в пироксене и привело бы к выделению граната и (или) реакции Al_2O_3 с оливином с образованием шпинели. В ксенолитах гранатовых пироксенитов с Гавайских островов проявляются многочисленные доказательства проявления эффектов распада и указанной реакции, что существенно подкрепляет интерпретацию Д. Грина.

Широкое распространение в природе ксенокристаллов пироксена, аналогичных по составу пироксенам, наблюдаемым в экспериментах при высоких давлениях на ликвидусе базальта-хозяина, сообщает экспериментальным исследованиям дополнительное новое измерение. Ксенокристаллы обеспечивают прямую связь между природой и экспериментами в условиях высоких давлений, отчетливо указывая на то, что составы вмещающих базальтов изменяются в соответствии с ходом фракционной кристаллизации в глубинах мантии по законам, выявленным экспериментальными исследованиями.

4-5. ОБРАЗОВАНИЕ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ ЗА СЧЕТ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ В МАНТИИ

Описанные в разделах 4-2 и 4-3 экспериментальные методы подчеркнули роль фракционной кристаллизации. Однако результаты экспериментов в равной степени свидетельствуют и о формировании базальтовых магм за счет процессов частичного плавления. Оказалось, что используя экспериментальные ограничения, удобнее приблизиться к решению этой проблемы путем изучения природы окололиквидусных фаз в серии родственных базальтовых составов, чем ставить непосредственные эксперименты с частичным плавлением. Таким образом, этот подход выбран независимо от того, что в основном обуславливает разнообразие наблюдаемых на земной поверхности базальтовых пород — фракционная кристаллизация или частичное плавление. Этот вопрос может быть решен только с привлечением дополнительных данных.

Приложение результатов экспериментов к процессам частичного плавления обеспечивается очень просто. Составы фаз, находящихся на ликвидусе или почти на ликвидусе базальтовой серии, определены в широком диапазоне давлений и температур. Эти фазы находятся в равновесии с соответствующими базальтовыми расплавами. Однако химическое равновесие не зависит от относительных пропорций кристаллических фаз и жидкости. Базальтовый состав может содержать 5% кристаллов в равновесии с 95% жидкости (при данных давлении и температуре), и состав

вы этих находящихся в равновесии фаз останутся неизменными, если соотношения фаз изменяется на обратные: 5% жидкости и 95% кристаллов (при тех же давлении и температуре). Последняя ситуация соответствует случаю равновесного (bath) плавления¹, и видно, что составы реликтовых тугоплавких фаз, оставшихся после частичного плавления, передаются непосредственно составами фаз на ликвидусе базальта.

Ранее (раздел 3-3) мы идентифицировали остаточные тугоплавкие фазы с альпинотипными перидотитами и перидотитовыми и лерцолитовыми ксенолитами в щелочных базальтах и кимберлитовых трубках. Следует напомнить, что большинство этих пород перекристаллизовывалось при температурах около 1000°С или менее, что оказывало значительное влияние на их минералогию. С другой стороны, мы интересовались минеральными ассоциациями, которыми должны быть представлены ультраосновные составы при ликвидусных температурах базальтовых магм (при соответствующих давлениях). Это удалось определить в ходе экспериментальных исследований (см. раздел 6-2). Главными моментами являются повышение смесимости ортопироксенов с клинопироксенами и повышение растворимости глинозема в пироксенах. В результате этого эффекта шпинель или гранат, присутствующие в большинстве альпинотипных ультраосновных пород и ксенолитах этих пород в щелочных базальтах (главным образом шпинельевые перидотиты), а также в большинстве ксенолитов ультраосновных пород в кимберлитовых трубках (преимущественно гранатовые лерцолиты и гранатовые гарцбургиты), должны вступать в реакцию с образованием глиноземистых пироксенов при ликвидусных температурах базальтовых магм в диапазоне давлений от 5 до 25 кбар. Минеральная ассоциация большинства этих пород должна состоять, следовательно, из оливина + глиноземистый ортопироксен ± глиноземистый субкальциевый клинопироксен [$Mg : (Mg + Fe) \sim 0,90 - 0,94$]. Именно последние фазы представляют собой тугоплавкие остаточные минеральные ассоциации, сопряженные со многими базальтовыми магмами. Существующие более низкотемпературные минеральные ассоциации

¹ Различается два вида процессов частичного плавления: фракционное и равновесное.

При фракционном плавлении приращение находящейся в равновесии жидкости происходит из одной или нескольких твердых фаз. Сформировавшись, жидкость из твердой фазы удаляется. Жидкости от всех приращений постепенно перемешиваются и образуют единую жидкость, не находящуюся в термодинамическом равновесии с твердой фазой, дающей последнюю порцию жидкости.

Равновесное (bath) плавление характеризуется равновесием остаточных кристаллов с общим количеством образуемой жидкости. Фракция F жидкости уравнивается с $(1 - F)$ остаточными кристаллами в замкнутой системе и затем выводится из кристаллов без изменения состава фазы. В мантии процесс частичного плавления, вероятно, соответствует скорее равновесному, чем фракционному плавлению. Экспериментальный метод, основанный на определении составов окололиквидусных фаз, непосредственно приложим и к равновесному плавлению, как это описано выше, и термин *частичное* плавление используется в тексте в значении равновесное плавление.

природных ультрабазитов и ксенолитов не имеют непосредственного отношения к этим условиям.

Если остаточные перидотиты и базальтовые магмы являются дополнительными дифференциатами общего исходного материала, то каков же состав этого материала? Очевидно, он должен быть промежуточным между составами среднего базальта и перидотита. В разделе 5-2 подробно рассматривается состав первичного мантийного исходного материала (названного *пиролитом*). Сделан вывод, что состав пиролита приблизительно похож на состав смеси одной части оливнинового толента с тремя частями перидотита. Субсолидусные фазовые соотношения пиролита рассматриваются в разделе 6-2. Состав пиролита в околосолидусных условиях мантии кристаллизуется в три безводные минеральные ассоциации¹.

1) Оливин + ортопироксен + клинопироксен + плагноклаз + шпинель (около 0—10 кбар).

2) Оливин + глиноземистый ортопироксен + глиноземистый клинопироксен + шпинель (около 10—27 кбар).

3) Оливин + ортопироксен + клинопироксен + гранат (27 кбар).

При плавлении безводного пиролита первая капля жидкости формирующейся при данном давлении, должна находиться в равновесии с одной из перечисленных выше минеральных ассоциаций. С увеличением степени плавления остаточные фазы должны изменяться по составу и одна за другой исключаться². Состав частичного расплава, следовательно, будет изменяться в зависимости от степени плавления, по мере изменения буферирующих твердых фаз. В силу обогащенности исходного состава оливнином все частичные расплавы будут насыщенными этим минералом. Экспериментальные исследования также показали, что следующим в процессе прогрессивного частичного плавления исчезает энстатит. Таким образом, первичные базальтовые расплавы, образуемые при частичном плавлении пиролита, должны иметь в качестве ликвидусных фаз оливин и ортопироксен и, может быть, также клинопироксен, плагноклаз, шпинель или гранат (в соответствующих *P-T*-условиях). В пиролитовом составе плагноклаз, шпинель и гранат имеют тенденцию исчезать после относительно небольшой степени плавления при соответствующих давлениях, так что преобладающими остаточными фазами, остающимися после экстракции наиболее обычных типов базальтовых магм, являются оливин ± ортопироксен ± клинопироксен.

Физические процессы генерации магмы. Образование магмы в мантии требует поступления в какой-то локализованный район больших количеств термальной энергии (свыше 100 кал/г магмы). Физические процессы (генерация радиоактивного тепла или релаксация давлений во время конвекции), которые могут поставлять эту энергию, действуют относительно продолжительное вре-

¹ D. Green, Ringwood [1967b; 1970].

² D. Green [1971].

мя. Напротив, время отделения кристаллов от расплава (происходящего в мантии или непосредственно под воздействием гравитации, или косвенно под влиянием деформационных процессов гравитационного происхождения), вероятно, на порядки величин меньше. В силу этих условий, а также вследствие большого температурного интервала между солидусом и ликвидусом мантийного материала¹ формирование магм в мантии почти всегда должно быть результатом не полного, а *частичного* плавления. Там, где частичное плавление осуществляется в больших объемах, магма стремится сегрегировать из остаточных кристаллов в автономное тело, развивающееся в последующем независимо от тугоплавкого остатка, с которым оно вначале было связано. Степень частичного плавления, которая необходима для начала отделения магмы от остаточных кристаллов, несомненно, может изменяться в зависимости от физических условий, в частности от степени возможной локальной деформации. Оценки степени частичного плавления являются весьма субъективными и варьируют в диапазоне 2—30% (по объему). При некоторых обстоятельствах степень плавления до сегрегации магмы² может быть менее 2%.

Зона пониженных скоростей сейсмических волн на глубинах 70—150 км является, по-видимому, наиболее вероятным источником базальтовых магм. Это интервал глубин, обладающий высокой степенью потенциальной конвективной нестабильности, где фактический температурный градиент значительно превышает градиент адиабатический. Плотность с глубиной в этой зоне фактически уменьшается³. Как будет показано далее, зона пониженных скоростей в большинстве регионов находится в состоянии начального плавления, следовательно, имеет малую прочность и большую мобильность.

Генерацию магм в мантии можно представить следующим образом. Гравитационная нестабильность способствует тому, что исходная масса изначально (~1%) расплавленного пиролита поднимается вверх из зоны пониженных скоростей в виде диапиров (наподобие соляных куполов). Воздымающийся диапир достаточно велик и обладает, следовательно, достаточной термальной инерцией (относительно его скорости). Он охлаждается адиабатически и не взаимодействует посредством теплопроводности с окружающей мантией. Адиабатический градиент, составляющий около 0,3°С/км, намного меньше градиента точки плавления пиролита. Соответственно степень частичного плавления диапира будет повышаться по мере достижения им более высоких уровней; диапир фактически состоит из смеси кристаллов и по-

¹ Ito, Kennedy [1967].

² Данные о микроэлементах [Кау, 1971] позволяют предположить, что некоторые лампрофиры, кимберлиты и базальты с высоким содержанием К могут выделяться из пиролита при достижении степени плавления менее 1%. Альтернативно процессы реакции с боковыми породами [D. Green, Ringwood, 1967a] могут обуславливать высокие содержания некогерентных элементов.

³ Clark, Ringwood [1964].

ровой жидкости. Вероятно, на этой стадии скорость восходящего движения слишком мала, чтобы позволить жидкому компоненту смеси остаться в химическом равновесии с реликтовыми нерасплавленными кристаллами. В итоге степень частичного плавления становится достаточно большой (возможно, 2—30%)¹, жидкость отделяется от реликтовых тугоплавких кристаллов, и формируется независимое гомогенное тело магмы. Это можно назвать стадией *сегрегации магмы*. С этого момента магма уже не находится в равновесии с остаточными кристаллами, с которыми она первоначально ассоциировала. Теперь она может фракционировать самостоятельно (охлаждение и осаждение кристаллов по мере подъема магмы к поверхности).

Вышеприведенная схема свидетельствует о том, что процессы генерации магмы в мантии являются более сложными, чем это иногда предполагают. Как мы увидим, состав поровой жидкости зависит от глубины, и магма, которая в конце концов претерпевает сегрегацию на значительно более высоких уровнях, будет иметь состав, значительно отличающийся от состава первичного расплава в исходном участке зоны пониженных скоростей. Поскольку кристаллы и жидкость в поднимающейся вверх смеси остаются в химическом равновесии, природа расплава будет изменяться одновременно с давлением и не сохранит «памяти» о своем прежнем глубинном происхождении. Общий химический состав магмы невозможно определить до тех пор, пока она не сегрегирует от реликтовых тугоплавких кристаллов. Таким образом, *глубина сегрегации магмы является решающей при определении ее природы*.

Частичное плавление пиролита — безводные условия. Принципы приложения результатов экспериментов к проблеме частичного плавления в мантии охарактеризованы выше. Теперь мы используем их при рассмотрении природы магм, которые могут формироваться на разных глубинах. Позже будет показано, что содержание воды в мантии играет важную роль в генерации некоторых магм. Очевидно, рассмотрение этого вопроса следует начать с генезиса магмы в безводных условиях, а затем перейти к роли воды.

1. *Глубина сегрегации магмы от 0 до 15 км* (давление 0—5 кбар). При давлениях приблизительно от 0 до 5 кбар первичное поле оливина распространяется в кварц-нормативные базальтовые составы (см. раздел 4-2). Оливин может сопровождаться клинопироксеном и (или) плагноклазом. Соответственно, в этом интервале глубин магма кварцевого толента может находиться в равновесии с остаточным дунитом или с ассоциациями оливин±

¹ Д. Грин и Рингвуд [1967а] предполагали, что для начала сегрегации магмы требуется 20—40 % плавления. Теперь считают, что эти цифры значительно завышены. Вследствие постоянной деформации диапиров во время подъема, жидкости могут выделяться из остаточных кристаллов при меньшей степени частичного плавления, чем предполагали ранее.

±клинопироксен ± плагиоклаз. Состав пиролита таков, что незначительная степень частичного плавления (например, 5%) даст кварцевый толеит в равновесии с остаточным оливином ± клинопироксен ± плагиоклаз, в то время как значительная степень частичного плавления (например, 20%) даст кварцевый толеит в равновесии с остаточным дунитом¹. По содержанию некогерентных микроэлементов (см. раздел 3-6) можно выделить два вида кварцевых толеитов. Магма, образованная при небольшой степени частичного плавления, будет обладать более высокими содержаниями некогерентных микроэлементов и для нее будет характерно значительное фракционирование редких земель (присутствие в качестве остаточной фазы клинопироксена). С другой стороны, при более высокой степени частичного плавления, когда остаточная фаза представлена исключительно одним оливином, можно ожидать лишь незначительного фракционирования редких земель или его полного отсутствия.

При еще большей степени частичного плавления (>20%) в расплав войдет еще больше оливина, и его состав изменится до состава оливинового толеита или пикрита.

11. *Глубина сегрегации магмы от 15 до 35 км* (давление 5—10 кбар). Экспериментальная кристаллизация оливинового толеита (см. рис. 4-2; табл. 4-3) показала, что при температуре 1250°С и давлении 9 кбар выделение приблизительно 12% оливина (Fo_{91-86}) и 3% ортопироксена (En_{87} , 5% Al_2O_3) дает остаточный расплав, аналогичный составу высокоглиноземистого толеита. Поскольку расплав насыщается этими фазами в определенных условиях, можно увеличивать указанные соотношения до любых желаемых пропорций, не изменяя состава расплава. Например, можно добавить 56% оливина и 27% энстатита (5% Al_2O_3) и получить средний состав, фактически идентичный составу пиролита, (см. раздел 5-4). Из этого следует, что частичное плавление пиролита примерно до уровня 15—20% с последующей сегрегацией магмы в этих *P-T*-условиях дает высокоглиноземистый оливин-толеитовый расплав, содержащий приблизительно 13% нормативного гиперстена.

Результаты экспериментов с оливиновым толеитом показали, что при температуре 1230°С и давлении 9 кбар выделение около 12% оливина, 4% ортопироксена и 14% клинопироксена также дает высокоглиноземистый базальтовый расплав, который, однако, содержит всего лишь 5% нормативного гиперстена. Эти результаты свидетельствуют, что такой базальт мог бы образоваться при меньшей (10—15%) степени частичного плавления пиролита в аналогичных *P-T*-условиях с остатком оливина, глиноземистого (5—6% Al_2O_3) ортопироксена и субкальциевого клинопироксена².

¹ Reay, Harris [1964].

² T. Green et al. [1967].

Перекристаллизация остаточной ассоциации оливин+глиноземистый ортопироксен при более низких температурах в первом примере даст типичный шпинелевый гарцбургит. Перекристаллизация остаточной ассоциации оливин+глиноземистый ортопироксен+глиноземистый субкальциевый клинопироксен при более низких температурах во втором случае даст типичный шпинелевый лерцолит.

III. *Глубина сегрегации магмы от 35 до 75 км.* Составы оливинов и ортопироксена [$Mg : (Mg + Fe) \sim 0,92$] на ликвидусе пикрита при давлении 13,5 кбар близко соответствуют составам оливинов и ортопироксена, наблюдаемым во многих природных перидотитах¹. Кроме того, составы ортопироксенов на ликвидусах оливинового толента и оливинового базальта близки к составам ортопироксенов природных перидотитов. В интервале давлений 12—18 кбар оливин на ликвидусе оливинового толента и оливинового базальта не появляется. Однако Т. Грин и Рингвуд на основании сравнения с пикритом выяснили, что эти базальты очень близки к насыщению оливином и оливиновый толент, содержащий более 3—5% нормативного оливина, но с тем же составом, что и изученный оливиновый толент, должен иметь на ликвидусе в этом интервале давлений как оливин, так и ортопироксен. Более того, состав оливина и ортопироксена будет аналогичен их составам во многих перидотитах. Это было подтверждено последующими экспериментами². Отсюда следует, что в данных условиях довольно большая степень частичного плавления пиролита даст магму оливинового толента, близко напоминающую избранный состав (см. табл. 4-1), но содержащую более 3—5% нормативного оливина наряду с гарцбургитовым (оливин+ортопироксен) остатком³.

Эксперименты на оливиновом толенте и оливиновом базальте при давлениях 12—20 кбар показали, что магмы такого состава должны фракционировать путем кристаллизации значительных количеств глиноземистого ортопироксена±глиноземистый клинопироксен до состава щелочных базальтов. Пикрит будет фракционировать точно так же, но пироксены должны сопровождаться оливином. Таким образом, эксперименты свидетельствуют о том, что щелочной базальт, содержащий нормативного оливина на 3—5% больше, чем экспериментальный состав, может находиться в равновесии с ассоциацией оливин+глиноземистый ортопироксен±глиноземистый клинопироксен при давлениях 12—20 кбар. Эта ассоциация при охлаждении под давлением будет идентична ассоциации, наблюдаемой в природных лерцолитах, как в интрузиях, так и в ксенолитах щелочных базальтов. Зависимости показывают, что богатый оливином щелочной базальт

¹ D. Green, Ringwood [1964, 1967a].

² D. Green [1970].

³ O'Хара [1968a] обратил внимание на отсутствие оливина на ликвидусе оливинового толента при давлениях 13—18 кбар, но не указал, что этот вопрос был полно освещен Д. Грином и А. Рингвудом [D. Green, Ringwood, 1967a].

может формироваться непосредственно за счет частичного плавления пиролита.

А будет ли формироваться в результате частичного плавления пиролита в этих условиях оливиновый толеит или щелочной оливиновый базальт — зависит от степени частичного плавления. При относительно небольшой степени (5—10%) частичного плавления пиролита остаточные кристаллы состоят из оливина, большого количества глиноземистых ортопироксена и клинопироксена, и расплав имеет состав богатого оливином щелочного базальта. При дальнейшем повышении температуры, сопровождающемся увеличением степени частичного плавления, клинопироксен, а затем и большое количество глиноземистого ортопироксена, входя в расплав, изменяют его состав от оливинового базальта до оливинового толеита примерно при 25% частичного плавления¹.

IV. *Глубина сегрегации магмы более 70 км.* При давлениях выше 30 кбар (100 км) на солидусе пиролитового состава становится устойчивым гранат (см. раздел 6-2, рис. 6-4). Расплавы, образованные при относительно небольших степенях частичного плавления безводного гранатового пиролита, неизбежно насыщаются оливином, ортопироксеном, клинопироксеном и гранатом. О'Хара [1963] первым показал, что в этих условиях расплавы являются по характеру пикритовыми, содержащими свыше 30% нормативного оливина. На рис. 4-5 отражены условия плавления. При давлениях выше 30 кбар эклогитовая плоскость гранат — клинопироксен — ортопироксен ведет себя как термальный раздел, и в присутствии оливина, как в мантии, первый образующийся расплав находится на оливиновой стороне плоскости эклогита, вблизи точки X, что соответствует приблизительно 30% оливина в норме низких давлений². С увеличением давления точка X движется в направлении вершины оливина, а расплавы становятся даже богаче оливином. Эти закономерности, по-видимому, характерны для безводных условий, что подтверждено несколькими независимыми исследованиями различных систем³. Предполагаемая пикритовая природа первичных магм играет главную роль в схеме базальтового петрогенезиса О'Хары⁴.

При давлениях 20—30 кбар (70—100 км) условия плавления являются промежуточными между теми, которые наблюдаются в интервале давлений 10—20 кбар, и теми, которые имеют место при давлениях выше 30 кбар. Как видно из рис. 4-6, гранат не

¹ D. Green, Ringwood [1964, 1967a].

² Когда составы биминеральных эклогитов (омфацит+MgF гранат) пересчитываются в нормы низких давлений, последние обычно содержат от 20 до 30% оливина в дополнение к плагиоклазу и пироксену. Примеры приведены в табл. 4-2.

³ О'Хара [1963, 1968]; Davis [1964]; Ito, Kennedy [1967, 1968]. Отметим, однако, что вода вызывает расширение оливинового поля и что при более высоких давлениях воды эклогитовая плоскость перестает быть термальным разделом (см. разд. 7-6).

⁴ О'Хара [1963, 1968].

появляется на солидусе безводного пиролита, пока давление не приблизится к 30 кбар, так что расплавы, формирующиеся при давлениях 20—30 кбар, насыщаются оливинном и глиноземистыми пироксенами. Расплавы могут быть щелочными или толеитовыми, в зависимости от степени частичного плавления. Однако они богаче нормативным оливинном и их более правильно классифицировать как щелочные пикриты и толеитовые пикриты.



Рис. 4-5. Диаграмма, иллюстрирующая поведение при плавлении в безводной мантии при давлениях более 25 кбар.

Заштрихованная часть — плоскость эклогита, образующая термальный раздел. Состав первого расплава, формирующегося за счет частичного плавления X, всегда располагается на оливинной стороне плоскости эклогита

Частичное плавление пиролита — водные условия.

В предыдущем разделе мы рассмотрели лишь частичное плавление безводного пиролита. Однако есть все основания полагать, что пиролит в мантии содержит небольшие количества воды, поэтому необходимо рассмотреть влияние на равновесия плавления и этого компонента. Путем сравнения с количествами азота, дегазировавшего из недр Земли. Рингвуд [1966] подсчитал, что мантия удержала по крайней мере в три раза больше воды, чем было дегазировано в океаны; среднее содержание воды оценивается таким образом примерно в 0,1%. Эта оценка подтверждена анализами полученных с океанического дна быстро закаленных пористых толеитовых стекол, которые обычно содержат от 0,2 до 0,5% воды¹. Часто наблюдаемое присутствие чрезмерных количеств аргона в сочетании с изотопными данными позволяет предположить, что эта вода является изначальной и с океанической водой не обменивалась². Если бы большая часть воды в пиролите вошла в жидкости, которые представляют 10—20% частичные расплавы, то содержание воды в первичном пиролите составило бы приблизительно 0,05—0,1%. Изучение кристаллизации базальта³ с о. Окленд позволило получить серьезные доказательства того, что магма содержала около 2% воды. Если эта магма составляет от 5 до 10% своего исходного материала, содержание воды в последнем должно быть около 0,1—0,2%. Мы уже знаем, что присутствие воды является существенным фактором в развитии базанитов и нефелинитов. Логичное объяснение происхождения этих магм можно получить, если предположить, что содержание воды в мантии (исключая участки, расположенные над

¹ Funkhouser et al. [1968]; Moore [1965].

² Funkhouser et al. [1968]; Moore [1965]; Shepard, Epstein [1970].

³ D. Green, Hibberson [1970].

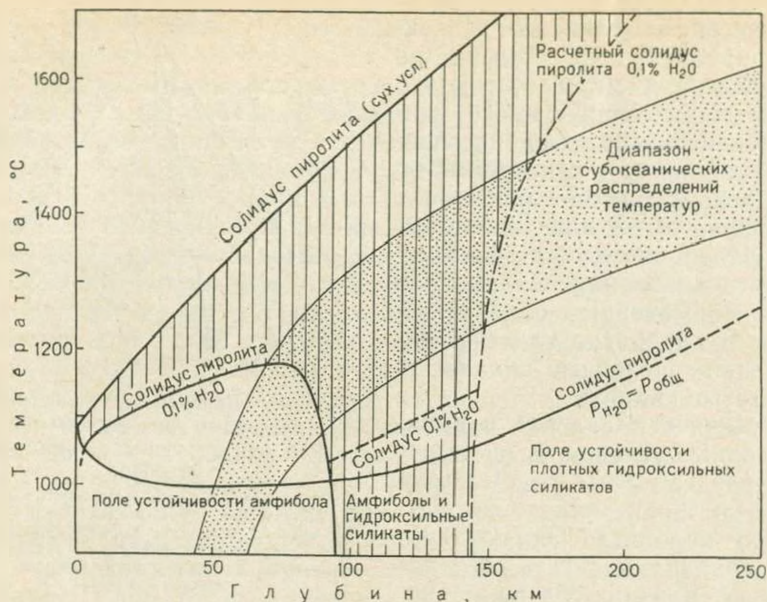


Рис. 4-6. Кривые солидуса для пиролита с переменным количеством воды в соотношении с возможным диапазоном субокеанических распределений температуры (заштрихованная зона) вдоль океанической геотермы Кларка и Рингвуда [1964].

Солидус пиролита для безводных условий — по Д. Грину и Рингвуду [1967в]; солидус для водных условий ($P_{H_2O} = P_{общ}$) — по Кусиро, Сино, Акимото [1966] и Грину [1973в]; солидус пиролита, содержащего 0,1% H_2O , основан на экспериментальном исследовании Грина [1971, 1973б] при давлениях до 40 кбар. При более высоких давлениях этот солидус базируется на оценках с широким диапазоном неопределенности, особенно при давлениях выше 50 кбар. Резкое понижение солидуса пиролита (0,1% H_2O) между 80 и 150 км вызвано неустойчивостью амфибола и гидроксильных силикатов, что обуславливает высокое P_{H_2O} в этой зоне. Пересечение зоны субокеанических распределений температур с областью пониженных солидусов в этом интервале указывает на небольшую степень частичного плавления в зоне пониженных скоростей

зонами Беньофа) ¹ составляет 0,1%. При этом мы хорошо осознаем, что это всего лишь наше предположение, что расчетные значения могут быть в два или более раз больше (или меньше) истинных значений и что, вероятно, имеют место значительные местные вариации.

Тем не менее присутствие воды даже в таких незначительных количествах оказывает существенное влияние на свойства и поведение мантии.

На рис. 4-6 показаны солидусы безводного пиролита и пиролита, содержащего избыточные количества воды² ($P_{H_2O} = P_{общ}$). Из рисунка видно, что высокие давления оказывают сильное влияние на понижение солидуса. Солидус пиролита, содержащего 0,1% воды располагается примерно посередине между двумя

¹ Содержание ее, вероятно, намного выше в зонах проявления мантийной субдукции.

² Kushiro et al. [1968]; D. Green [1970a, 1973b].

экстремальными значениями на глубине до 75 км. В этом интервале вода удерживается в амфиболе, который в условиях дефицита воды является устойчивым при очень высоких температурах (значительно выше солидуса $P_{H_2O} = P_{общ}$). В результате давление водяного пара в пиролите (0,1% H_2O) намного меньше общего давления в интервале глубин, где амфибол остается устойчивым. Это объясняет наблюдение, в соответствии с которым солидус пиролита (0,1% H_2O) приурочен к более высоким температурам, чем соответствующий солидус для $P_{H_2O} = P_{общ}$.

На глубинах более 75—95 км амфибол уже не является устойчивым (превращения под действием давления). Вода высвобождается в виде свободной фазы при P_{H_2O} почти таком же высоком, как $P_{общ}$ ¹. Солидус соответственно сильно понижается, приближаясь к солидусу для условий $P_{H_2O} = P_{общ}$. На глубине более 150 км давление водяного пара снова понижается (стабильность различных содержащих гидроксил силикатов). В результате солидус вблизи глубины 150 км круто² идет вверх, как это видно из рис. 4-6 и 4-7.

Таким образом, общая конфигурация солидуса пиролита (0,1% H_2O) характеризуется глубоким минимумом между 75 и 150 км. Этот минимум пересекается океаническими геотермами, что позволяет говорить о небольшой степени частичного плавления в этом интервале.

На глубинах до 75 км влияние присутствующей в пиролите воды на условия плавления, в том числе на генезис базальта, не очень заметно. Основным эффектом являются умеренное расширение и понижение температурного интервала, в котором происходит частичное плавление. Однако равновесия плавления, в частности, при высоких степенях частичного плавления, существенно не изменяются. Для этого интервала глубин справедливы обсуждавшиеся выше эксперименты по плавлению в сухих условиях на базальтах и их интерпретация с точки зрения фракционной кристаллизации или частичного плавления.

Однако ниже 75 км изменение солидуса обуславливает значительное расширение температурного интервала, в котором идет частичное плавление (см. рис. 4-7). Более того, значительное повышение температур выше солидуса (200—300°С) вызывает лишь небольшое увеличение степени частичного плавления. Таким образом расплав, сформировавшийся при очень небольшой степени частичного плавления безводного пиролита (при давлении 25 кбар и температуре 1400°С), будет находиться в равновесии с оливином, глиноземистым энстатитом (около 6% Al_2O_3 , 2,2% CaO) и глиноземистым субкальциевым клинопироксеном (около 8% Al_2O_3 , 11% CaO), тогда как расплав, образованный при анало-

¹ P_{H_2O} не является таким высоким, как $P_{общ}$ потому, что активность воды понижается из-за растворения других компонентов и из-за поверхностных эффектов вдоль границ зерен и в небольших порах.

² Эта интерпретация не подтверждается новейшими исследованиями.

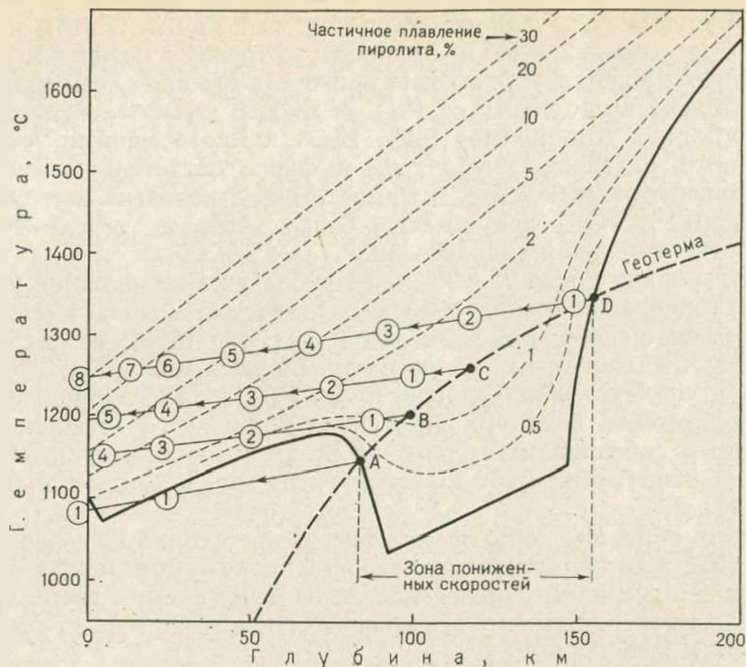


Рис. 4-7. Возможные соотношения между мантийным солидусом (0,1% H_2O), распределением температур в мантии, степенями частичного плавления пироксита и природой образующихся магм.

А, В, С, D — возможные исходные районы в зоне пониженных скоростей для диапирового поднятия пироксита; исходящие из этих точек прямые линии — $P-T$ направления, которым следуют диапиры на своем пути к поверхности. Цифры на линиях — типы магм, образующихся в результате ее сегрегации на различных стадиях частичного плавления (светлый пунктир). Составы: А1 — высокотемпературный перидотит, В1 — оливиновый нефелинит, В2 — оливиновый базанит, В3 — высокоглиноземистый щелочной базальт, В4 — кварцевый толеит, С1 — оливиновый нефелинит, С2 — оливиновый базанит, С3 — щелочной оливиновый базальт, С4 — высокоглиноземистый базальт, С5 — кварцевый толеит, D1 — кимберлит(?), D2 — оливиновый нефелинит, D3 — оливиновый базанит, D4 — щелочной оливиновый базальт, D5 — оливиновый базальт (щелочные разновидности), D6 — высокоглиноземистый оливиновый толеит, D7 — оливиновый толеит, D8 — толеитовый пикрит

гичной небольшой степени плавления при давлении 25 кбар и температуре $1200^\circ C$, должен находиться в равновесии с оливином, энстатитом (около 3% Al_2O_3 , $<1,5\% CaO$), клинопироксеном (около 5% Al_2O_3 , $>20\% CaO$) и гранатом (или шпинелью)¹. Различия в минералогии являются следствием значительного снижения взаимной растворимости ортопироксена и клинопироксена, которое происходит при охлаждении от 1400 до $1200^\circ C$, и соответствующего снижения растворимости Al_2O_3 в пироксенах, что выражается в реакции с образованием граната или шпинели. Таким образом, влияние воды позволяет расплаву сосуществовать с кристаллами в $P-T$ -поле, в котором зависимости растворимости в твердом состоянии и устойчивости минералов значительно отли-

¹ D. Green [1970].

чаются от тех, которые имеют место в безводных условиях. Поэтому не удивительно, что расплавы, образованные при небольших степенях частичного плавления водного пиролита при относительно низких температурах, отличаются от тех, которые формировались при аналогичных степенях частичного плавления безводного пиролита при более высоких температурах.

Основные эксперименты, позволившие установить природу жидкой фазы, формирующейся при незначительных степенях частичного плавления пиролита в водных условиях, были проведены Д. Грином и его коллегами¹. Они показали, что в *P-T*-интервале при давлении около 27 кбар и температуре 1250°С магма оливинового базанита, содержащая 10% нормативного нефелина, 26% оливина и 2—4% воды, кристаллизовалась с оливином (Fo₈₆), ортопироксеном (En₈₁, 6% Al₂O₃), клинопироксеном (En₅₆, Wo₃₄, Fs₁₀, 7% Al₂O₃) и гранатом (Py₆₉Al₁₇Cr₁₄) как ликвидусными или окололиквидусными фазами. Эти эксперименты однозначно свидетельствовали, что в данном *P-T*-интервале такой базанит мог быть образован при незначительном (3—6%) частичном плавлении пиролита с оставлением реликтового гранатового перидотита². Эксперименты на оливиновом нефелините³ показали существование аналогичного окна при несколько меньших температурах, более высоких давлениях и повышенном содержании воды (и CO₂), в пределах которого нефелинитовая магма насыщается оливином, ортопироксеном, гранатом и клинопироксеном. Подсчитано, что такая оливино-нефелинитовая магма может обеспечить 1 или 2%-ное частичное плавление пиролита.

Представляется вероятным, что сильно недосыщенные магмы также, например, как оливино-мелилитовые нефелиниты, оливиновые мелилититы и кимберлиты, могут также формироваться при очень небольших степенях (<1%) частичного плавления в водных условиях и при более высоких давлениях, возможно, в сочетании с процессами активной реакции с боковыми породами⁴. Однако постановка экспериментов, необходимых для определения последовательности кристаллизации в этих богатых водой недосыщенных составах, затруднена вследствие явлений закалки и ряда других моментов, поэтому прогресс в количественной оценке их генезиса продвигается довольно медленно. Важное влияние воды в понижении температуры частичного плавления заключается в уменьшении давления, при котором гранат является устойчивым

¹ Bultitude, D. Green [1968]; D. Green [1968, 1970a, b, 1971, 1973a, b]; D. Green, Hibberson [1970].

² Д. Грин [1971] ранее определил степени частичного плавления пиролита, необходимого для образования оливинового базанита и оливинового нефелинита, соответственно как 10 и 5%. Исследования по изучению содержания в базанитах и нефелинитах микроэлементов [Gast, 1968; Kay et al., 1970; Kay, 1971] позволили предположить, что эти оценки слишком завышены. Этот вопрос рассматривается в разделе 4—6. См. также D. Green [1973a].

³ D. Green [1970a].

⁴ Harris [1957, 1969]; O'Hara [1968a]; D. Green [1971, 1973a]; Harris, Middlemost [1970].

на солидусе пиролита (см. рис. 6-4). Вероятно, сильно недосыщенные магмы сформировались в равновесии с остаточным оливином, ортопироксеном, клинопироксеном и гранатом, т. е. гранатовым перидотитом. В этих условиях значительные количества остаточного граната могут сохраниться в тугоплавком остатке после экстракции оливино-нефелинитовых или базанитовых магм. Следует продолжать работу по определению роли граната в образовании сильно недосыщенных магм. Для решения этой проблемы, вероятно, было бы полезно провести исследование по фракционированию редких земель.

Резюме. На рис. 4-7 показана петрогенетическая схема, в основе которой лежит предположение о диапировом поднятии пиролита из изначально расплавленной зоны пониженных скоростей. Это указывает на критическую роль воды в расширении P - T -поля, для которого характерны относительно небольшие степени частичного плавления. Пиролитовые диапиры, воздымающиеся из точек А, В, С и D, следуют P - T -направлениям, обозначенным соответствующими прямыми линиями. По мере подъема диапиров степень частичного плавления увеличивается и, как это следует из вышеприведенного, магмы изменяются в соответствии с изменением процента плавления, давления и температуры.

Диапир, воздымающийся из точки А (83 км), должен затвердеть, как только покинет зону пониженных скоростей. Такой диапир может в конце концов попасть в околоповерхностные условия в виде амфиболовых перидотитов. Диапиры, растущие с больших глубин, могут потерять небольшую часть щелочной жидкости до встречи с плечом солидуса на глубине 75—80 км, где они должны кристаллизоваться в лерцолитовые ассоциации¹. Такие диапиры можно рассматривать как высокотемпературные перидотиты, например породы Сен-Пол и Лизард.

Диапиры, воздымающиеся с больших глубин, например с глубины 100 км (точка В), уклоняются от плеча на солидусе и, следовательно, отображают постоянно увеличивающуюся по мере их подъема степень частичного плавления. Если сегрегация магмы происходит на отрезке В1 (1% частичное плавление, гл. 90 км), она должна иметь состав оливинового нефелинита, в то время как остаточная ассоциация по составу будет гранатовым лерцолитом. Если, однако, диапир поднимается к отрезку В2 (гл. 50 км) еще до сегрегации магмы, состав расплава должен соответствовать составу оливинового базанита. При меньшей глубине сегрегации магмы степень частичного плавления увеличивается по мере того как в расплав входит все больше и больше клинопироксена, и высокоглиноземистый базальт (щелочные разновидности) В3 образуется на глубине 25 км. Наконец, вблизи поверхности сегрегирующий расплав (В4) отвечает составу кварцевого толента.

¹ D. Green [1970c].

Ход развития диапиров, воздымающихся из точки С, несколько отличается. Первая магма, сформировавшаяся при незначительном частичном плавлении (1%), представляет собой оливиновый нефелинит (С1, гл. 100 км) в равновесии с остаточной ассоциацией гранатового лерцолита. С уменьшением глубины сегрегации магмы состав жидкой фазы изменяется от оливинового базанита (С2, гл. 75 км) до щелочного оливинового базальта (С3, гл. 50 км) в равновесии с остаточной лерцолитовой ассоциацией оливина, глиноземистого ортопироксена и глиноземистого субкальциевого клинопироксена. При дальнейшем воздымании диапира с последующим увеличением степени частичного плавления (С4, гл. 25 км) в расплав входит больше глиноземистого клинопироксена; он переходит в высокоглиноземистый базальт (щелочные разновидности) с остаточной ассоциацией оливина, ортопироксена (~5% Al_2O_3) и субкальциевого клинопироксена (~6% Al_2O_3). Вблизи поверхности (С5) образуется кварцевый толент.

Диапиры, которые растут от основания зоны пониженных скоростей (D), развиваются аналогично, но вследствие избыточного перегрева способны достигать больших степеней частичного плавления на меньших глубинах.

Первый расплав, сегрегация которого происходит на глубине около 140 км (D), вероятно, является кимберлитовым. Он развивается от оливинового нефелинита (D2, гл. 115 км) до состава оливинового базанита для расплава, сегрегация которого происходит в D3 (гл. 90 км), при 3% частичном плавлении. Сегрегация магмы в D4 (гл. 65 км, 5% плавление) должна дать щелочной оливиновый базальт, тогда как в D6 (гл. 25 км, 18% плавление) будет происходить сегрегация типичного высокоглиноземистого океанического толеита с остаточным гарцбургитом. На более высоких уровнях (D7 гл. 10 км, 25% плавление) образуется оливиновый толент, а вблизи поверхности (D8, 30% плавление) сегрегирующая магма представляет собой толенто-вый пикрит с остаточным дунитом.

На рис. 4-8 показана степень плавления безводного пиролита

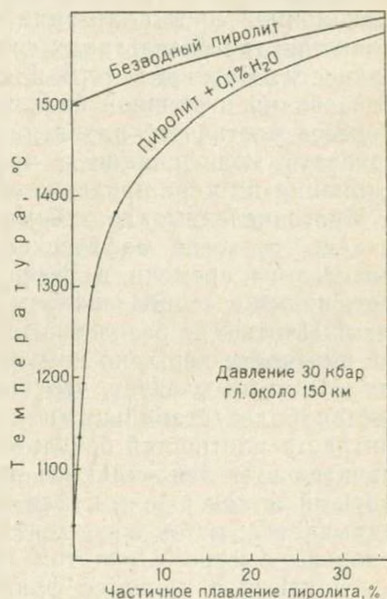


Рис. 4-8. Расчетная степень плавления пиролита в зависимости от температуры в безводных условиях (Грин и Рингвуд, 1967 б) и в присутствии 0,1% воды при давлении 30 кбар (модифицирован Рингвудом, 1969, с использованием данных Грина, 1971, 1973 б)

и пиролита, содержащего 0,1% H_2O , в зависимости от температуры (при давлении 30 кбар). Эта диаграмма подчеркивает очень большое увеличение интервала плавления, вызванное присутствием незначительных количеств воды. Как будет показано далее (см. раздел 6-3), этот эффект, по-видимому, играет важную роль в образовании зоны пониженных скоростей.

4-6. ЧАСТИЧНОЕ ПЛАВЛЕНИЕ И ФРАКЦИОННАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ В ПЕТРОГЕНЕЗЕ БАЗАЛЬТА

Описанные выше экспериментальные исследования выявили существование характерных линий, по которым материнские оливино-толеитовые магмы в процессе фракционной кристаллизации образуют кварцевые толеиты, высокоглиноземистые базальты, щелочные оливиновые базальты, оливиновые базаниты и оливиновые нефелиниты. Каждое из этих направлений дифференциации проявляется лишь в пределах хорошо определенных P - T - P_{H_2O} -«окон». Те же экспериментальные данные показывают, что в пределах «окон» указанные выше магмы образуются при различных степенях частичного плавления пиролита.

Главная проблема заключается в оценке относительной роли фракционной кристаллизации и частичного плавления в образовании спектра базальтовых составов, наблюдаемого на земной поверхности. Важность того и другого процесса очевидна. Начало образования первичной базальтовой магмы является результатом процесса частичного плавления; в дальнейшем магма может претерпевать модификации в процессе кристаллизационной дифференциации по мере продвижения ее к поверхности.

Многочисленные детальные петрологические исследования показали, что когда мафические магмы удерживаются в течение длительного времени в резервуарах, дифференциация их протекает, видимо, с образованием широкого диапазона производных магм. Плотность базальтовых магм¹ (2,7—2,8) аналогична средней плотности коры, но намного меньше плотности мантийных пород. Из этого следует, что большие базальтовые резервуары являются более стабильными в коре, чем в мантии. Вследствие контраста плотностей базальтовые магмы в мантии должны иметь значительную тенденцию к поднятию. Когда подводной канал, ведущий к поверхности, или резервуар в коре в конечном счете вскрывается, поток магмы из мантии распространяется, видимо, довольно быстро. При этом предполагается, что обширная дифференциация в процессе фракционной кристаллизации более характерна для условий низких давлений коры, чем для условий мантии. Тем не менее, присутствие ксенокристаллов высоких давлений (см. раздел 4-4) показывает, что определенная фракционная кристаллизация происходит и в мантии.

¹ Clark [1966].

Природа процессов дифференциации, происходящих в базальтовых магмах в условиях небольших глубин, достаточно хорошо изучена как непосредственными наблюдениями, так и экспериментальными исследованиями. Плоскость критического недосыщения на рис. 4-1 образует термальный раздел, и в нормативном по нефелину объеме щелочные магмы претерпевают дифференциацию с образованием трахитовых и феолитовых остаточных расплавов широкого диапазона. С другой стороны, дифференциация толеитовых магм протекает главным образом посредством кристаллизации оливина, плагиоклаза и пироксенов с образованием серии нормативных по кварцу остаточных толеитовых расплавов, в которых соотношения $Fe : (Fe + Mg) : Na : (Na + Ca)$ неуклонно повышаются по мере увеличения степени фракционирования. Магмы этого вида развивались в широких масштабах в континентальных областях (например, декканские траппы и другие платобазальты)¹; они встречаются также в океанических районах, например на Гавайских островах² и в срединно-океанических хребтах³.

Мы не будем останавливаться на происхождении и соотношениях упомянутых выше классов магм, развивавшихся в процессе кристаллизационной дифференциации на высоких уровнях, главным образом в условиях коры. Обсуждение будет сфокусировано на петрогенезе магм, происходящих непосредственно из мантии и при дифференциации в коровых условиях не модифицированных или модифицированных в незначительной степени. Такие магмы включают щелочные базальты, базальты, нефелиниты, меллититы и кимберлиты, содержащие ксенокристаллы и ксенолиты явно мантийного происхождения (см. раздел 4-4). Если магма способна достигать поверхности достаточно быстро и при этом на десятки километров транспортировать большие плотные ксенолиты, масштабы приповерхностной дифференциации, вызванной оседанием небольших родственных кристаллов, будут относительно невелики⁴. Другие классы магм, по всей вероятности, мантийного происхождения, не модифицированные обширной дифференциацией в условиях коры, включают высокоглиноземистые океанические толеиты, оливиновые толеиты с соотношением $Mg : (Mg + Fe)$ большим⁵, чем 0,70, и некоторые пикриты.

Соотношение микроэлементы: главные элементы. Распознавание различных типов базальтовых пород и их классификация всегда опирались на химический анализ, определяющий минера-

¹ Turner, Verhoogen [1951].

² Tilley [1950]; Mac Donald, Katsura [1960]; Powers [1955].

³ Миясиро, Сидо и Юинг [1969], Кей, Хаббард и Гэст [1970] провели детальные исследования по изучению дифференциации океанических оливиновых толеитов путем сепарации оливина и плагиоклаза с образованием прочуводных толеитов, обогащенных кремнеземом и железом и обедненных магнием и глиноземом.

⁴ Bultitude, D. Green [1971].

⁵ Исключая базальты и пикриты, содержащие кумулятивный оливин.

логию той или иной породы. Основная задача петрологов заключается в изучении генетических зависимостей между различными классами базальтов с помощью их микроэлементных составов. Описанные выше экспериментальные исследования свидетельствуют о больших успехах в решении этой задачи.

Накопление точных данных о микроэлементах базальтов, особенно в последние 10 лет, привлекло внимание ученых к геохимическим соотношениям различных типов магм. Гэст и его коллеги показали, что распространенность микроэлементов¹ значительно ограничивает роль фракционной кристаллизации и частичного плавления в магмах мантийного происхождения.

Петрологический подход к генезису базальтов, базирующийся в основном на соотношениях главных элементов, и геохимический подход, основанный на распространенности микроэлементов, должны в конце концов объединиться. Вначале по этому вопросу существовали расхождения², но сейчас данная задача, по-видимому, близка к осуществлению.

Д. Грин и Рингвуд [1967a] на основании изучения равновесий главных элементов в интервале давлений 10—20 кбар показали, что 30—50% кристаллизация материнского оливинового толеита приводит к образованию остаточного расплава щелочного базальта. В этом же интервале давлений щелочной базальт будет образовываться при относительно небольшой степени частичного плавления пиролита (около 15%), тогда как для формирования оливинового толеита требуется степень частичного плавления в 25—30%. Однако распространенность некогерентных элементов³, таких как K, U, Zr, Ba и La, в щелочных базальтах часто в 2—5 раз выше, чем в оливиновых толеитах. Это различие слишком велико, чтобы его можно было объяснить только процессами фракционной кристаллизации и частичного плавления. Для того чтобы избирательно сконцентрировать некогерентные элементы во время фракционной кристаллизации или частичного плавления, Д. Грин и Рингвуд привлекли «реакции с боковыми породами»³. Предполагалось, что в некоторых условиях тело магмы может охлаждаться за счет реакции и растворения самой низкой фракции плавления материала боковых пород, с которыми оно контактирует, в частности там, где температурный контраст между магмой и боковой породой невелик (например, поблизости от мантийного источника). В этих условиях возможно значительное обогащение некогерентными микроэлементами, тогда как со-

¹ Gast [1968]; Kay, Hubbard, Gast [1970]; Kay [1971]; Hubbard [1969].

² Gast [1968].

³ Некогерентные элементы [Ringwood, 1966] обладают ионными радиусами и зарядами, которые не позволяют им легко входить в главные мантийные минералы. Следовательно, они обладают очень низкими коэффициентами распределения кристалл — жидкость и значительно фракционируют в процессе дифференциации кристалл — жидкость.

³ Предполагаемый процесс в некоторых отношениях похож на процесс «зонной плавки», описанный Харрисом [1957].

ставы главных элементов существенно не изменяются (буфером служат основные мантийные фазы).

Гэст [1968] предложил простую альтернативу для процесса реакции с боковыми породами. Он высказал предположение, что щелочные базальты образуются скорее за счет частичного плавления, чем за счет фракционной кристаллизации, а степень частичного плавления, необходимая для формирования щелочных базальтов, намного меньше (3—7%), чем это предполагали Д. Грин и Рингвуд¹. При очень маленькой степени частичного плавления некогерентные элементы должны концентрироваться в жидкости, этим и объясняются их высокие содержания.

Исследования более недосыщенных магм, таких как базаниты и нефелиниты, почти не оставили сомнений в том, что они были сформированы преимущественно за счет прямого частичного плавления мантии, а не за счет фракционной кристаллизации оливнивого толента (см. раздел 4-5). Для магм, в которых распространенность некогерентных элементов часто в 10 или более раз выше, чем в толентах, предположение Гэста об очень маленькой степени частичного плавления, по-видимому, является удовлетворительным объяснением химии главных элементов и микроэлементов.

Представляется также вероятным, что в некоторых случаях фракционная кристаллизация родственного оливнивого толента в мантии привела к образованию серий базальтов, переходных между оливнивым толентом, оливнивым базальтом и щелочным оливнивым базальтом (<6% нормативного нефелина), хотя эти магмы могли образоваться и за счет различия степеней частичного плавления, как упоминалось ранее. Содержание в базальте о. Окленд (см. раздел 4-4) ксенокристаллов глиноземистого пироксена с более низкими отношениями $Mg : (Mg+Fe)$, чем в пиролите, служат доказательством этого процесса. Хотя реакция с боковыми породами в настоящее время не считается единственным решающим процессом, ответственным за очень высокие содержания некогерентных элементов в базанитах и нефелинитах, однако ее существование подтверждается новыми данными². Конечно, трудно понять, как очень небольшое количество жидкости может выделиться из относительно большого объема исходного материала без сопутствующей реакции с боковыми породами. Возможно, она играет значительную роль в генезисе серии оливнивых толентов — оливнивых базальтов — щелочных оливнивых базальтов, в которой степень обогащения некогерентными эле-

¹ Эта оценка была основана на субъективных оценках степени частичного плавления, которая необходима для начала отделения жидкости от кристаллов в мантии, так что она могла быть ошибочной. По-видимому, процессы деформации, сопровождавшие восходящее движение частично расплавленных пиролитовых диапиров, могут привести к сегрегации магмы при значительно меньшей степени частичного плавления, чем предполагалось ранее. Рис. 4-7 отражает пересмотр прежних точек зрения в свете изложенного выше.

² Д. Грин [1971] развил эту концепцию и весьма детально изучил механизм ее действия.

ментами намного ниже. Для определения относительной роли частичного плавления и фракционной кристаллизации необходимо дальнейшее детальное изучение микроэлементов пород этой переходной серии.

Фракционная кристаллизация и поведение Ni, Cr, Mg и Fe.

Когда при фракционной кристаллизации в магме кристаллы удаляются (например, погружаются) от контакта с остаточным расплавом сразу же после их образования, концентрация элементов, распределенных между кристаллами и жидкостью, подчиняется закону фракционирования Рэлея. Обогащение или обеднение остаточного расплава данным элементом определяется по формуле:

$$\frac{C^L}{C^0} = F^{K-1}, \quad (1)$$

где F — весовая доля жидкости, которая остается, т. е. $1 > F > 0$;

C^L — весовая доля элемента в остаточном расплаве во время фракционной кристаллизации;

C^0 — начальная весовая доля элемента в расплаве (до фракционной кристаллизации);

K — коэффициент распределения для данного элемента, определенный как отношение равновесной концентрации элемента в твердой фазе (S) к равновесной концентрации в жидкости (L), из которой кристаллизуется твердое тело, т. е.

$$K = \frac{C^S}{C^L}. \quad (2)$$

Если выкристаллизовывается более чем одна фаза, K представляет собой среднее значение отдельных коэффициентов распределения, взвешенных в соответствии с соотношением, в котором кристаллизуются разные фазы. Предполагается, что коэффициент распределения K в течение всего процесса остается постоянным.

Концентрация в кристаллах, выделяющихся из расплава, в котором кристаллизация протекает до фракции F , выражается посредством формулы

$$\frac{C^S}{C^0} = KF^{K-1}. \quad (3)$$

Средняя концентрация \bar{C}^S элемента в кристаллах, которые формировались в течение всего процесса фракционной кристаллизации (например, в кристаллах с идеальной зональностью), выражается уравнением:

$$\frac{\bar{C}^S}{C^0} = \frac{1 - F^K}{1 - F}. \quad (4)$$

Уравнение (4) передает среднюю концентрацию элемента в расплаве при фракционном плавлении, где K не зависит от со-

става участвующей в плавлении твердой фазы (с соответствующими изменениями в определении символов):

$$\frac{C^L}{C} = \frac{1 - F^{1/K}}{1 - F} \quad (5)$$

Кривые на рис. 4-9 показывают связь между содержанием микроэлементов в остаточных жидкостях по сравнению с концентрацией в начальной жидкости (т. е. $C^L : C^0$) как функцию степени кристаллизации F для различных K -коэффициентов распределения. Видно, что когда концентрация элемента в кумулюсных кристаллах в пять или более раз выше, чем в расплаве, он быстро обедняется жидкой фазой. Это, в частности, важно в случае кристаллизации Ni и Cr из основных магм.

В табл. 4-8 приведены коэффициенты распределения никеля и хрома. Из нее видно, что коэффициент распределения никеля в оливине очень высок (около 10—15). Поэтому кристаллизация только 5—8% оливина обуславливает снижение в два раза концентрации никеля в остаточной жидкости (см. рис. 4-9). Очевидно, содержание никеля — чувствительный дозиметр для определения степени, до которой данная магма претерпевала фракционную кристаллизацию путем выделения оливина. Там, где количество выделенного оливина высокое (40%), концентрация Ni в остаточной жидкости снижается примерно в 100 раз (см. рис. 4-9). Поведение Ni во время кристаллизации в интрузиях Мускокс и Скаергаард иллюстрирует и подтверждает эти положения¹. Точно так же высоки коэффициенты распределения хрома в гранате и клинопироксене (см. табл. 4-8). Они накладывают жесткие ограничения на фракционную кристаллизацию данной магмы при выделении эклогита.

Использованию данных о коэффициентах распределения никеля и хрома в проблемах петрогенеза базальта препятствует недостаточность удовлетворительных аналитических сведений по никелю и хрому в базальтах, для которых известны составы главных элементов. Несмотря на то что распространенность микроэлементов в базальтовых породах, обычно называемых толенто-

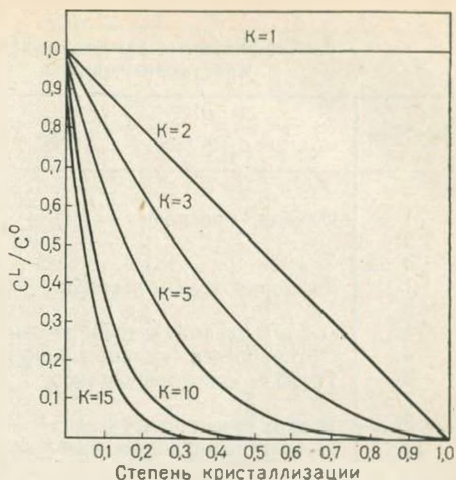


Рис. 4-9. Кривые фракционной кристаллизации Рэлея, показывающие относительную концентрацию элемента в остаточном расплаве ($C^L : C^0$) в зависимости от степени кристаллизации ($1 - F$) для различных значений коэффициента распределения (K)

¹ Irvine, Smith [1967]; Wager, Mitchell [1951].

K-коэффициенты распределения никеля и хрома в фазах, кристаллизующихся из базанитовых магм

Источник	Система	Ni _K	Cr _K
1	Оливин — расплав	12	—
2		10—15	—
3		16	—
1	Клинопироксен — расплав	4	18
3		3,5	—
4		—	6
5		2,5	0,2
6	Гранат — клинопироксен	—	2
7		—	3
5, 8, 9	Гранат — клинопироксен	0,15	0,7
10		Эклогит на ликвидусе базальтовой магмы (оценка)	2

Примечания. 1—Wager, Mitchell [1951], 2—Irvine, Smith [1967]; 3—Nakli, Wright [1967]; 4—Ringwood (неопубликованные экспериментальные данные); 5—Taylor et al. [1969], данные по эклогитам; 6—D. Green (устн. сообщение), данные по гранатовым перидотитам; 7—Nicholls (устн. сообщ.), экспериментальные данные по гранатам и пироксенам на ликвидусе природного эклогита при высоких давлениях; 8—Turekian [1963], данные по эклогитам; 9—Taylor et al. [1969, 1971]; 10—коэффициенты распределения хрома в пироксенах и гранатах изменяются в широком диапазоне в зависимости от состава. Данные для высокотемпературных, богатых магнием гранатов и пироксенов, сходных с фазами ликвидуса эклогита, (6, 7, 9) подходят лучше, чем данные для эклогитов с более высокими соотношениями Fe: Mg (5, 8).

выми или щелочными, изучена хорошо, ценность этого ограничивается тем, что указанные породы часто претерпевали обширную приповерхностную фракционную кристаллизацию, вызвавшую значительное снижение содержаний в них никеля и хрома, поэтому оба элемента в данных породах имеют очень низкое содержание по сравнению с содержанием их в материнских мантийных магмах. Гэст [1968] отмечал, что «содержания хрома и никеля в абиссальных (толеитовых) базальтах несколько выше, чем в щелочных породах; однако содержание этих элементов в щелочном базальте изменяется в таком широком диапазоне, что трудно охарактеризовать тип магмы посредством среднего значения».

Выше уже отмечалось [D. Green, 1971] значение щелочных базальтовых магм, содержащих ксенокристаллы, образовавшиеся при высоких давлениях, и ксенолиты мантийного происхождения. Среднее содержание никеля в 15 образцах щелочных базальтовых пород, имеющих такие ксенокристаллы и (или) ксенолиты, составило 290 ч. н. м.¹, в то время как среднее содержание хрома определено в 380 ч. н. м. Сопоставлением установлено, что наиболее примитивные и наименее фракционированные океанические толеиты содержат 200 ч. н. м. никеля² и от 300 до

¹ Binns et al. [1970]; Jackson, Wright [1970], D. Green, Kiss (неопубликованные анализы).

² Kay et al. [1970].

400 ч. н. м. хрома¹. Эти цифры показывают, что содержания никеля и хрома в наиболее примитивных и наименее фракционированных щелочных базальтах немногим меньше, чем в соответствующих примитивных толентах. Аналогичное заключение вытекает и из графика зависимости никеля от окиси магния для толентов и щелочных базальтов². Показано, что нет существенного различия между зависимостью Ni—Mg для толентов и щелочных базальтов (рис. 4-10).

Чтобы получить базанит или нефелинит путем фракционной кристаллизации оливнинового толента (посредством процессов, рассмотренных в разделах 4-2 и 4-3), потребовалось бы более 50% материнской магмы для кристаллизации ортопироксена, субкальциевого клинопироксена и оливина. Применение соответствующих коэффициентов распределения (см. табл. 4-8 и рис. 4-9) показывает, что производные базанит и нефелинит будут иметь в 10 раз меньшие содержания никеля, чем материнские толенты. Значительно меньше также должно быть и хрома. Отсутствие существенных различий содержания никеля и хрома в толентовых и щелочных базальтах противоречит модели фракционной кристаллизации и указывает на то, что сильно недосыщенные щелочные магмы не могли образоваться подобным образом. С другой стороны, содержания никеля и хрома обычно согласуются с образованием щелочных базальтовых магм, несущих включения, за счет равновесного плавления пиролита в мантии с остаточным лерцолитом (2000—4000 ч. н. м. Ni, 2000—4000 ч. н. м. Cr).

Было установлено, что высокоглиноземистые оливниновые базальты (0,2% нефелинит) с хр. Хуан-де-Фука содержат 152 ч. н. м. никеля³. Такая порода могла образоваться в результате фракционной кристаллизации приблизительно 12% глиноземистого ортопироксена и 3% оливина из материнского высокоглиноземистого

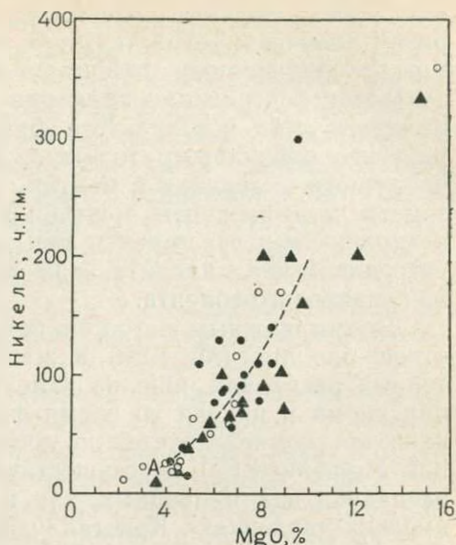


Рис. 4-10. Изменение содержаний Ni и MgO в некоторых представительных базальтах.

Треугольники — высокоглиноземистые базальты из Японии, с Малых Антильских островов и Каскадных гор, черные кружки — толенты из Японии, с океанических хребтов, с Гавайских островов, светлые кружки — щелочные базальты с о. Святой Елены и различных островов Тихого океана, пунтир — направление последующих расплавов, образующихся в результате удаления оливина [Hedge, 1971]

¹ A. Engel et al. [1965].

² Hedge [1971].

³ Kay et al. [1970]. Порода С 10 D3, содержащая 18% Al₂O₃.

оливинового толенга, содержащего 250 ч. н. м. никеля. Таким образом получены доказательства того, что породы, промежуточные между оливиновыми толеитами и щелочными оливиновыми базальтами, содержащие примерно до 2% нефелина, могут образовываться либо в результате фракционной кристаллизации материнского оливинового толенга, либо непосредственно за счет частичного плавления в мантии. Однако более недосыщенные базаниты и нефелиниты мантийного происхождения образуются, возможно, непосредственно при незначительных степенях частичного плавления пиролита, а не при фракционной кристаллизации из оливинового толенга.

Другим важным петрогенетическим индикатором является соотношение $Mg : (Mg + Fe)$ в железомagneйных силикатах и остаточных расплавах. Оно не изменяется так быстро, как содержания хрома и никеля во время фракционной кристаллизации. Однако это компенсируется наличием точных измерений соотношений $Mg : (Mg + Fe)$ в сосуществующих мафических кристаллах и расплавах как природных, так и экспериментальных систем при высоких давлениях¹. Кристаллизация оливинов, пироксенов и гранатов из мафических магм приводит к заметному увеличению содержания железа относительно магния в остаточных расплавах. Когда этот эффект используется наряду с экспериментально измеренными коэффициентами распределения магния и железа в кристаллах и расплавах, могут быть наложены серьезные ограничения на размеры и природу фракционной кристаллизации данной магмы².

Показано, что базальтовые расплавы в равновесии с пиролитом [$Mg : (Mg + Fe) = 0,89$] или остаточные перидотиты [$Mg : (Mg + Fe) = 0,92$] являются относительно магниевыми при соотношениях $Mg : (Mg + Fe)$ в диапазоне 0,68—0,72. С другой стороны, базальтовые расплавы, сегрегация которых происходит из добавочного перидотита, а фракционная кристаллизация протекает в замкнутой системе путем выделения оливина, пироксенов и гранатов, будут показывать более низкие соотношения $Mg : (Mg + Fe)$, причем их уменьшение свидетельствует о степени и характере последующей фракционной кристаллизации в замкнутой системе.

Изучив результаты 94 анализов щелочных базальтовых магм, содержащих плотные ксенокристаллы, образовавшиеся при высоких давлениях, и ксенолиты, Д. Грин [1971] установил, что отношения $Mg : (Mg + Fe)$ для этих пород группируются в основном в диапазоне 0,63—0,73. Принимая соотношение $Mg : (Mg + Fe)$ в мантии равным 0,9 (см. гл. 3 и 5) и используя измеренный коэффициент распределения, получаем, что многие магмы с отношениями $Mg : (Mg + Fe)$, располагающимися в верхней части ука-

¹ D. Green, Ringwood [1967a]; Roeder, Emslie [1970].

² Bultitude, D. Green [1971]; D. Green [1971].

занного диапазона, были образованы непосредственно за счет частичного плавления мантии и поднялись к поверхности, не испытав значительной фракционной кристаллизации. Другие магмы с несколько меньшими отношениями $Mg : (Mg + Fe)$ на пути к поверхности, вероятно, претерпевали ограниченную фракционную кристаллизацию; например, ликвидусные фазы несущих ксенокристаллы базальтов с о. Окленд имеют отношения $Mg : (Mg + Fe) = 0,86 - 0,87$. Этот расплав может и не быть частичным расплавом из пиролита [$Mg : (Mg + Fe) = 0,89$] — какую-то часть пути фракционная кристаллизация могла идти в направлении щелочного оливнинового базальта (выделение приблизительно от 5 до 10% ортопироксена, клинопироксена и микроколичеств оливина на глубинах 50—55 км).

Кей, Хаббард и Гэт [1970] использовали многочисленные данные о распределении микроэлементов в сочетании с соотношениями $Mg : (Mg + Fe)$ для объяснения петрогенеза базальтовых пород, распространенных вдоль океанических хребтов. Они показали, что большая часть наблюдаемых химических изменений была вызвана изменением степени кристаллизации оливина и плагноклаза на больших глубинах. В базальтах с самыми высокими содержаниями никеля и магния и самыми низкими — железа имела место наименьшая фракционная кристаллизация оливина на малых глубинах. Разброс анализов резко обрывается на величинах 9,5% MgO и 200 ч. н. м. никеля (верхний предел) в ассоциации с 8% Fe . По этим критериям определяли высокоглиноземистый (от 15 до 18% Al_2O_3) оливниновый толеит, который чрезвычайно широко распространен на океаническом дне¹. Оливин на ликвидусе этого толеита должен иметь отношение $Mg : (Mg + Fe) = 0,90$, и содержания никеля от 2000 до 3500 ч. н. м. Эти значения очень близки к значениям для оливина из остаточных альпинитиновых перидотитов и перидотитовых включений в базальтах. Очень похоже на то, что материнские океанические толеиты являются первичными магмами, происходящими непосредственно из мантии. Содержания никеля в этих магмах показывают, что не более 10% оливина могло кристаллизоваться после того как произошла их сегрегация из остаточного перидотита². Аналогичные ограничения вытекают из отношений $Mg : (Mg + Fe)$ (они ограничивают количество допустимой фракционной кристаллизации пироксена).

Экспериментальные исследования при высоких давлениях показали, что океанические высокоглиноземистые толеиты могут образовываться за счет частичного плавления и сегрегации магмы в пределах узкого интервала давлений (5—10 кбар, гл. 15—35 км), и незначительная (5—10%) фракционная кристаллизация, включающая выделение оливина и клинопироксена, может

¹ A. Engel et al. [1965].

² Kay et al. [1970].

иметь место после сегрегации и во время подъема магм к поверхности. Данные о распределении Ni, Cr, Mg и Fe в этих магмах полностью совпадают с этой интерпретацией.

4-7. ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ О'ХАРЫ

О'Хара [1968а] предложил ряд гипотез о петрогенезе базальта, которые отличаются от гипотез, рассмотренных выше. Он считает, что частичное плавление и сегрегация магмы происходят при более высоких давлениях (≥ 30 кбар), чем это вытекает из моделей Д. Грина и Рингвуда (преимущественно 5—25 кбар). Исходная порода, как предполагается, представляла собой гранатовый перидотит того типа, который находят в алмазных трубках (по составу довольно близкий пиролиту). В постулированных условиях высоких давлений, как отмечает О'Хара, частичные расплавы (5—30%) материнского гранатового перидотита по своей природе являются пикритовыми, содержащими от 30 до 40% нормативного оливина. Более того, при давлениях свыше 30 кбар гранат во многих случаях представляет собой важную фазу, остающуюся в нерасплавленном остатке и слагающую гранатовые гарцбургиты, обнаруживаемые в виде включений в алмазных трубках.

О'Хара подчеркивает роль фракционной кристаллизации в закрытой системе, управляемой кристаллизацией оливина во время поднятия магмы, так что в результате кристаллизации 20—40% оливина при низких давлениях материнские пикриты дают спектр толентовых магм, варьирующих от оливиновых толентов до кварцевых толентов.

В соответствии с моделью О'Хары, происхождение щелочных базальтовых магм считается более сложным. Первичная магма толентового пикрита фракционирует в направлении содержащих нормативный нефелин магм путем осаждения больших пропорций (40%) оливина и глиноземистых пироксенов при низких давлениях (около 15 кбар). Оливин и глиноземистые пироксены идентифицируются как ксенолиты лерцолитов, которые так часто находят в щелочных базальтах (см. раздел 3-4). Однако О'Хара признает, что такая схема фракционной кристаллизации не даст высокой концентрации некогерентных элементов (La, Ba, Zr, K, Ti, R, Sr и Ta), которые характерны для щелочных базальтов. Для того чтобы объяснить это, он предполагает, что материнская пикритовая магма подвергалась интенсивному фракционированию путем кристаллизации граната и клинопироксена (эклогит) почти на глубине своего зарождения (≥ 100 км) до поднятия на более высокие уровни, где преобладает оливиновая фракционная кристаллизация. Поскольку эклогит имеет приблизительно тот же состав в главных элементах, что и материнский пикрит, О'Хара принимает, что выделение больших количеств (около 40%) эклогита существенно не изменит соотношения главных элементов, но

приведет к эффективному обогащению некогерентными элементами остаточной магмы.

По Д. Грину и Рингвуду [1967а], глубина сегрегации магмы для большинства основных магм менее 100 км, тогда как О'Хара [1968а] апеллирует к глубинам сегрегации более 100 км — значит, материнские магмы являются пикритовыми. Обе эти точки зрения могут защищаться, поскольку в нашем распоряжении очень мало прямых свидетельств относительно глубины сегрегации магмы. Первичные пикритовые магмы, безусловно, есть¹, но встречаются относительно редко, и нет прямых доказательств того, что они являются материнскими для большинства обычных базальтовых магм. Очевидно, многие мафические магмы испытали существенную фракционную кристаллизацию в мантии на пути к поверхности, и есть много хорошо задокументированных примеров обширного фракционирования базальтовых магм в коре путем кристаллизационной дифференциации. Обсуждать следует не вопрос о наличии этих процессов, а степень их доминирующего влияния на генерацию наблюдаемого спектра базальтовых магм мантийного происхождения.

О'Хара [1968а] иллюстрирует свою гипотезу сильно упрощенными проекциями в псевдочетверные диаграммы, с помощью которых он пытается свести сложную десятикомпонентную природную систему к воображаемой четырехкомпонентной. Выводы из своей гипотезы он оценивал и количественно путем вычисления компонент за компонентом состава остаточных расплавов на основе предполагаемого начального состава, и соотношений фаз, необходимых для кристаллизации в соответствии с его моделью. При сопоставлении положений гипотезы О'Хары (соотношений между базальтовыми магмами, тугоплавким остатком и генетически родственными кумулятами) с данными наблюдений обнаруживается ряд серьезных несоответствий.

1. С целью объяснения генерации щелочных базальтовых магм О'Хара постулирует стадию частичного плавления (5—30%) предполагаемого материнского гранатового перидотита для образования первичной магмы с составом толентового пикрита, которая претерпевает кристаллизацию на глубине, что сопровождается выделением 40% граната и клинопироксена (эклогит). Затем остаточный расплав поднимается к поверхности, что сопровождается кристаллизацией 40% оливина с образованием предполагаемого щелочного базальтового расплава, который составляет около 20% исходной пикритовой магмы.

Мы уже отмечали, что содержания никеля и хрома, а также соотношения $Mg : (Mg + Fe)$ в наиболее примитивных (несущих включения) щелочных базальтах почти такие же, как и у базальтов, образованных за счет равновесного (batch) плавления пиролита (см. табл. 4-8). Содержания никеля и хрома и соотношения $Mg : (Mg + Fe)$ в материнском гранатовом перидотите по гипотезе

¹ Drever, Johnston [1958]; Jamieson [1966]; M. Viljoen, R. Viljoen [1969].

О'Хары почти такие же, как в пиролите. Пикритовая магма, образованная за счет частичного плавления материнского гранатового перидотита, должна содержать приблизительно 300—400 ч. н. м. никеля и 400—500 ч. н. м. хрома (см. табл. 3-7 и 4-8). Фракционная кристаллизация 40% эклогита должна уменьшить содержание никеля до 200 ч. н. м., а хрома до <50 ч. н. м. (см. рис. 4-9). Фракционная же кристаллизация последующих 40% оливина должна уменьшить содержание никеля в остаточном расплаве до 2 ч. н. м. и увеличить содержание хрома до верхнего предела — 80 ч. н. м. Это содержание никеля более чем в 100 раз меньше его наблюдаемого содержания в несущих включениях щелочных базальтах, тогда как содержание хрома меньше в четыре раза. Эти значительные расхождения довольно убедительно свидетельствуют о том, что несущие включения щелочные базальты не могли образоваться способом, постулируемым О'Харой. Более того, есть и другие несоответствия, в том числе касающиеся таких элементов, как Fe, Mg, Ca, Al. Фракционная кристаллизация в рассмотренных масштабах обуславливает резкое уменьшение отношения $Mg : (Mg + Fe)$ в остаточном расплаве, что позволяет точно определить соответствующие коэффициенты распределения. Д. Грин [1971] показал, что кристаллизация 40% оливина и 40% эклогита из расплава, сформированного за счет частичного плавления пиролита или гранатового перидотита, должна дать остаточный расплав с отношением $Mg : (Mg + Fe) < 0,55$ (по сравнению с отношениями 0,63—0,73, которые обычно наблюдаются в щелочных базальтовых магмах непосредственно мантийного происхождения). Аналогичные расчеты¹ показывают, что обширное эклогитовое фракционирование также приводит к аномалиям в остаточных расплавах. Это касается и других главных элементов, а также отношения Ca : Al.

2. О'Хара предполагал, что океанические толенты берут начало от толентов пикритовых магм, образованных за счет частичного плавления на значительной глубине². Эти пикриты по пути к поверхности претерпели, как предполагается, фракционную кристаллизацию 30% или более оливина. Это должно было вызвать 25-кратное уменьшение содержания никеля (см. рис. 4-9), и остаточные оливиновые толенты должны содержать менее 8 ч. н. м. никеля (по сравнению с 200 ч. н. м., наблюдаемыми в наименее фракционированных океанических высокоглиноземистых оливиновых толентах; см. разд. 4-6, рис. 4-10). Наблюдаемое содержание никеля в этих породах показывает, что после выделения из остаточного перидотита в мантии они потеряли не более 10% оливина³.

3. О'Хара придает большое значение роли оливиновой кристаллизации в образовании наблюдаемого в коре спектра фрак-

¹ Bultitude, D. Green [1971]; D. Green, Ringwood [1967a].

² O'Hara [1968a, 1968b].

³ Kay, Hubbard, Gast [1970].

ционированных оливиновых и кварцевых толентовых базальтов во время подъема пикриновой первичной магмы с глубин¹, больших 100 км. Фракционная кристаллизация происходит, как предполагается, скорее в мантии, чем в коре. Однако распределение хрома и никеля в базальтах не подтверждает эту точку зрения. Турекян [1963] провел корреляцию содержаний хрома и никеля более чем для 100 образцов базальтов (главным образом толентов) из разных стран мира (рис. 4-11); при этом абсолютные содержания хрома и никеля различались в 50 раз. Он указал, что процессы фракционной кристаллизации, которые обуславливали разнообразие составов, были таковыми, что отношение $Cr : Ni$ заметно не изменялось.

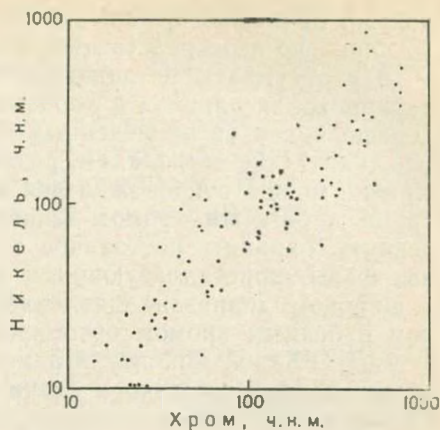


Рис. 4-11. Корреляция содержаний хрома и никеля при опробовании базальтовых пород из разных стран (Turekian, 1963).

Мы уже отмечали, что кристаллизация только одного оливина вызывает резкое уменьшение содержания никеля в остаточной магме, но не очень значительно влияет на содержание хрома. Этой трудности не удастся избежать, постулируя кристаллизацию, кроме оливина, также и шпинели, поскольку шпинель не присутствует на ликвидусе большинства базальтовых магм при давлении выше 5 кбар. Таким образом, наблюдаемую корреляцию содержаний никеля и хрома в широком диапазоне не удастся объяснить с помощью гипотезы О'Хары о фракционной кристаллизации оливина преимущественно в пределах мантии.

С другой стороны, Турекян показал, что во время фракционной кристаллизации базальтовых магм в земной коре, где преобладает кристаллизация пироксенов и плагиоклаза, отношение $Cr : Ni$ существенно не изменяется. Это позволяет предположить, что большой диапазон содержаний никеля и хрома в базальтовых породах в сочетании с постоянными отношениями $Cr : Ni$ вызван преимущественно процессами фракционирования на высоких уровнях коры, а не фракционированием оливина в мантии, хотя, ве-

¹ «Толенты, нормативные по кварцу, достигли своих настоящих составов, вероятно, в результате постоянного фракционирования оливина, которое не сопровождалось обширным фракционированием других фаз» [O'Hara, 1968a, с. 96]. «Нет никаких доказательств в пользу предположения, что эти расплавы [гавайские толенты] фракционировали в любом другом равновесии, чем оливин: жидкость до их транспортировки вверх в вулканическую суперструктуру» [O'Hara, 1968a, с. 119].

роятно, начальное отношение Cr:Ni в материнских магмах было обусловлено непосредственно частичным плавлением.

Эти аргументы не задаются целью преуменьшить роль фракционирования оливина в *коровых* условиях низкого давления, что хорошо видно из приведенных многочисленных примеров (например, Гавайские острова, см. раздел 4-1). Однако в таких условиях оливин может сопровождаться шпинелью с микроколичествами хрома и богатым хромом клинопироксеном, которые имеют тенденцию сохранять постоянное отношение Cr:Ni. С другой стороны, фазы, кристаллизующиеся из толеитовых пикритовых магм в широком диапазоне давлений в мантии, представлены оливином и бедным хромом ортопироксеном без шпинели. Предсказываемая О'Харой кристаллизация этих фаз в больших масштабах может привести только к значительному увеличению отношения Cr:Ni в остаточных магмах с повышением степени фракционирования.

4. О'Хара [1968a] расценивает лерцолитовые модули в щелочных базальтах как осадившиеся при подъеме к поверхности генетически родственные кумуляты, ответственные за нормативную по нефелину природу остаточного расплава. Однако изотопные данные и данные по составу и минералогии, рассмотренные в разделе 3-4, убеждают, что большинство лерцолитовых модулей не могло выкристаллизоваться из щелочных магм. Более того, высокие и относительно однородные содержания никеля и хрома и отношения $Mg : (Mg+Fe)$ в этих включениях показывают, что они представляют собой остаточный тугоплавкий материал, остающийся после процессов частичного плавления. Если бы они были кумулятами базальтовых магм, то по закону фракционной кристаллизации, в соответствии с наблюдаемыми коэффициентами распределения, они должны были бы демонстрировать широкий диапазон содержаний никеля и хрома и отношений $Mg : (Mg+Fe)$, которые в среднем должны были бы быть намного меньше наблюдаемых (см. ур-ние 4). Ранее было сказано, что отражающие условия высоких давлений ксенокристаллы глиноземистых пироксенов представляют собой подлинные родственные осаднения и, как предполагалось, демонстрируют диапазон составов со значительно более низкими отношениями $Mg : (Mg+Fe)$, чем лерцолитовые модули. Более того, среди типичных недеформированных стекловатых родственных ксенокристаллов глиноземистые пироксены гораздо более обычны, чем оливины, что в корне противоречит положениям гипотезы О'Хары¹.

И, наконец, хотя фракционная кристаллизация эклогита играет соизмеримую роль с фракционированием оливина в схеме О'Хары, следует заметить, что отношение эклогитовых ксенолитов к перидотитовым ксенолитам в щелочных базальтах крайне незначительно, и, конечно, большая часть эклогитов, по-видимому, является гранатовыми пироксенитами, образованными в резуль-

¹ Binns et al. [1970].

тате охлаждения высокотемпературной ассоциации оливин+глиноземистый пироксен¹. Кроме того, трудно объяснить чрезвычайную редкость (см. табл. 4-3) оливиновых эклогитов среди ксенолитов алмазных трубок.

В свете вышесказанного следует сделать вывод, что схема О'Хары о базальтовом петрогенезе является неадекватной, так как она не отвечает очевидным количественным тестам, которые можно было применять, и не согласуется с многими качественными наблюдениями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Binns R. A.* (1969). High pressure megacrysts in basanitic lavas near Armidale, New South Wales. *Am. J. Sci.* 267A, 33—49.
- Binns R. A., M. Duggan, and J. F. G. Wilkinson* (1970). High pressure megacrysts in alkaline lavas from north—eastern New South Wales. *Am. J. Sci.* 269, 132—168.
- Birch F.* (1952). Elasticity and constitution of the earth's interior. *J. Geophys. Res.* 57, 227—286.
- Bowen N. L.* (1928). „The Evolution of the Igneous Rocks“, Princeton Univ. Press. 332 pp.
- Brey G. and Green D. H.* (1974). The role of carbon dioxide in the genesis of olivine melilite. (In press.)
- Bullitude R. J. and Green D. H.* (1968). Experimental study at high pressures on the origin of olivine nephelinite and olivine melilite nephelinite magmas. *Earth Planet. Sci. Letters* 3, 325—337.
- Bullitude R. J. and Green D. H.* (1971). Experimental study of crystal liquid relationships at high pressures in olivine nephelinite and basanite compositions. *J. Petrol.* 12, 121—147.
- Clark S. P.* (ed.) (1966). „Handbook of Physical Constants“. *Geol. Soc. Am. Mem.* 97.
- Clark S. P., and A. E. Ringwood* (1964). Density distribution and constitution of the mantle. *Rev. Geophys.* 2, 35—88.
- Davis B. T. C.* (1964). The system diopside—forsterite—pyrope at 40 kilobars. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 63, 165—171.
- Drever H. I., and R. Johnston* (1958). The petrology of picritic rocks in minor intrusions—a Hebridaen group. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh* 63, 459—499.
- Eggler D. H.* (1973). Role of CO₂ in melting processes in the mantle. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 72, 457—467.
- Engel A. E., C. G. Engel, and R. G. Havens* (1965). Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. *Bull. Geol. Soc. Am.* 76, 719—734.
- Funkhouser J. G., D. E. Fisher, and E. Bonatti* (1968). Excess argon in deep sea rocks. *Earth planet. Sci. Letters* 5, 95—100.
- Gast P. W.* (1968). Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta* 32, 1057—1086.
- Green D. H.* (1966). The origin of the „eclogites“ from Salt Lake Crater, Hawaii. *Earth Planet. Sci. Letters* 1, 414—420.
- Green D. H.* (1969). The origin of basaltic and nephelinitic magmas in the earth's mantle. *Tectonophysics* 7, 409—422.
- Green D. H.* (1970a). A review of experimental evidence on the origin of basaltic and nephelinitic magmas. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 221—235.
- Green D. H.* (1970b). The origin of basaltic and nephelinitic magmas. *Trans. Leicester Lit. Philos. Soc.* 64, 28—54.
- Green D. H.* (1970c). Peridotite—gabbro complexes as keys to petrology of mid—oceanic ridges: A discussion. *Bull. Geol. Soc. Am.* 81, 2161—2166.

¹ D. Green [1966].

Green D. H. (1971). Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: application to oceanic volcanism. *Phil. Trans. Roy. Soc. London* A268, 707—725.

Green D. H. (1973a). Conditions of melting of basanite magma from garnet peridotite. *Earth Planet. Sci. Letters* 17, 456—465.

Green D. H. (1973b). Experimental melting studies on model upper mantle compositions at high pressure under both water-saturated and water-unsaturated conditions. *Earth Planet. Sci. Letters* 19, 37—53.

Green D. H. and *W. Hibberson* (1970). Experimental duplication of conditions of precipitation of high pressure phenocrysts in a basaltic magma. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 247—254.

Green D. H. and *A. E. Ringwood* (1964). Fractionation of basalt magmas at high pressures. *Nature* 201, 1276—1279.

Green D. H. and *A. E. Ringwood* (1967a). The genesis of basaltic magmas. *Contr. Mineral. Petrol.* 15, 103—190.

Green D. H. and *A. E. Ringwood* (1967b). The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. *Earth Planet. Sci. Letters* 3, 151—160.

Green D. H. and *Ringwood A. E.* (1970). Mineralogy of peridotitic compositions under upper mantle conditions. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 359—371.

Green T. H., D. H. Green and *A. E. Ringwood* (1967). The origin of high-alumina basalts and their relationships to quartz tholeiites and alkali basalts. *Earth Planet. Sci. Letters* 2, 41—52.

Hakli T. and *T. L. Wright* (1967). The fractionation of nickel between olivine and augite as a geothermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, 877—884.

Harris P. G. (1957). Zone refining and the origin of potassic basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta* 12, 195—208.

Harris P. G. (1969). Basalt type and rift valley tectonism. *Tectonophysics* 8, 427—436.

Harris P. G., and *A. K. Middlemost* (1970). The evolution of kimberlites. *Lithos* 3, 79—90.

Hedge C. S. (1971). Nickel in high alumina basalts. *Geochim. Acta* 35, 522—524.

Hess H. H. (1960). Stillwater igneous complex, Montana, a quantitative mineralogical study. *Geol. Soc. Am. Mem.* 80, 230 pp.

Holmes A., and *H. F. Harwood* (1932). Petrology of the volcanic fields east and southeast of Ruwenzori, Uganda. *Quart. J. Geol. Soc. London* 88, 370—342.

Hubbard N. J. (1969). A chemical comparison of oceanic ridge, Hawaiian tholeiitic and Hawaiian alkalic basalts. *Earth Planet. Sci. Letters* 5, 346—352.

Irvine T. N., and *C. H. Smith* (1967). The ultramafic rocks of the Muskox Intrusion, Northwest Territories, Canada. In: *P. J. Wyllie* (ed.), „Ultramafic and Related Rocks“, pp. 38—49. Wiley, New York.

Irvine A., and *D. H. Green* (1972). (In press.)

Ito K., and *G. C. Kennedy* (1967). Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kilobars. *Am. J. Sci.* 265, 519—538.

Ito K., and *G. C. Kennedy* (1968). Melting and phase relations in the plane tholeiite—lherzolitine-nepheline basanite to 40 kilobars with geological implications. *Contr. Mineral. Petrol.* 19, 177—211.

Jackson E. D., and *T. L. Wright* (1970). Xenoliths in the Honolulu volcanic series, Hawaii. *J. Petrol.* 11, 405—430.

Jamieson B. G. (1966). Evidence on the evolution of basaltic magma at elevated pressures. *Nature* 212, 243—246.

Kay R. W. (1971). The rare earth geochemistry of alkaline basaltic volcanics. Ph. D. Thesis, Columbia University.

Kay R. W., N. J. Hubbard, and *P. W. Gast* (1970). Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. *J. Geophys. Res.* 75, 1585—1613.

Kuno H. (1959). Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. Volc. Ser.* 2, 20, 37—76.

Kuno H. (1964). Aluminium augite and bronzite in alkali olivine basalt from Taka-sima, north Kyusyu, Japan. In: „Advancing Frontiers in Geology and

Geophysics", volume dedicated to Dr. Krishnan (India), pp. 205—220. Osmania Univ. Press, Hyderabad.

Kushiro I. (1968). Compositions of magmas formed by partial zone melting of the earth's upper mantle. *J. Geophys. Res.* 73, 619—634.

Kushiro I. (1969). Discussion of paper: the origin of basaltic and nephelinitic magmas in the Earth's mantle. *Tectonophysics* 7, 427—436.

Kushiro I., and *H. Kuno* (1963). Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. *J. Petrol.* 4, 75—89.

Kushiro I., *Y. Syono*, and *S. Akimoto* (1968). Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures. *J. Geophys. Res.* 73, 6023—6029.

Larsen E. S. (1940). Petrographic province of Central Montana. *Bull. Geol. Soc. Am.* 51, 887—948.

McDonald G. A., and *T. Katsura* (1961). Variations in the lava of the 1959 eruption in Kilauea Iki. *Pacific Sci.* 15, 358—369.

Miyashiro A., *F. Shido*, and *M. Ewing* (1969). Diversity and origin of abyssal tholeiite from the Mid—Atlantic Ridge near 24° and 30° north latitude. *Contr. Mineral. Petrol.* 23, 38—52.

Moore J. G. (1965). Petrology of deep sea basalt near Hawaii. *Am. J. Sci.* 263, 40—52.

O'Hara M. J. (1963). Melting of garnet peridotite and eclogite at 30 kilobars. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 62, 71—77.

O'Hara M. J. (1965). Primary magmas and the origin of basalts. *Scot. J. Geol.* 1, 19—40.

O'Hara M. J. (1968a). The bearing of phase equilibria studies on synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. *Earth Sci. Rev.* 4, 69—133.

O'Hara M. J. (1968b). Are ocean floor basalts primary magma? *Nature* 220, 683—689.

O'Hara (1970). Upper mantle composition inferred from laboratory experiments and observations of volcanic products. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 236—245.

O'Hara M. J., and *H. S. Yoder* (1967). Formation and fractionation of basic magmas at high pressures. *Scot. J. Geol.* 3, 67—117.

Powers H. A. (1935). Differentiation of Hawaiian lavas. *Am. J. Sci.* 264, 753—809.

Powers H. A. (1955). Composition and origin of basaltic magma of the Hawaiian Islands. *Geochim. Cosmochim. Acta* 7, 77—107.

Reay A., and *P. G. Harris* (1964). The partial fusion of peridotite. *Bull. Volc.* 27, 115—127.

Ringwood A. E. (1966). The chemical composition and origin of the earth. In: *P. M. Hurley* (ed.), „Advances in Earth Science“, pp. 287—356. *M. I. T. Press, Cambridge, Mass.*

Ringwood A. E. (1969). Composition and evolution of the upper mantle. In: „The Earth's Crust and Upper Mantle“, pp. 1—17. *Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph* 13.

Roeder P. L., and *R. F. Emslie* (1970). Olivine—liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.* 29, 275—289.

Shepard S. M., and *S. Epstein* (1970). D/H and ¹⁸O/¹⁶O ratios of possible mantle or lower crustal origin. *Earth Planet. Sci. Letters* 9, 232—246.

Taylor S. R., *M. Kaye*, *A. J. White*, *A. R. Duncan*, and *A. Ewart* (1969). Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V content of andesites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 33, 275—286.

Taylor S. R., *A. J. White*, *A. Ewart*, and *A. R. Duncan* (1971). Nickel in high alumina basalts: A reply. *Geochim. Cosmochim. Acta* 35, 525—528.

Tilley C. E. (1950). Some aspects of magmatic evolution. *Quart. J. Geol. Soc. London* 106, 37—61.

Tilley C. E., *H. S. Yoder*, and *J. F. Schairer* (1963). Melting relations of basalts. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 62, 77—84.

Tilley C. E., *H. S. Yoder*, and *J. F. Schairer* (1964). New relations on melting of basalts. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 63, 92—97.

Tilley C. E., H. S. Yoder, and J. F. Schairer (1965). Melting relations of volcanic tholeiite and alkali rock series. Carnegie Inst. Washington Yearbook 64, 69—82.

Turekian K. (1963). The chromium and nickel distribution in basaltic rocks and eclogite. Geochim. Cosmochim. Acta 27, 835—846.

Turner F. J., and J. Verhoogen (1951). „Igneous and Metamorphic Petrology“. McGraw—Hill, New York. 602 pp.

Viljoen M. J., and R. P. Viljoen (1969). Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the Komati Formation of the Onverwacht Group. Geol. Soc. S. Africa Spec. Pub. 2, 87—112.

Wager L. R., and R. L. Mitchell (1951). The distribution of trace elements during strong fractionations of basic magma—a further study of Skaergaard Intrusion, East Greenland. Geochim. Cosmochim. Acta 1, 129—208.

Wilshire H. G., and R. A. Binns (1961). Basic and ultrabasic xenoliths from volcanic rocks of northeastern New South Wales. J. Petrol. 2, 185—208.

Yoder H. S., and C. E. Tilley (1962). Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. J. Petrol. 3, 342—532.

Глава 5

ПИРОЛИТОВАЯ МОДЕЛЬ

5-1. ВВЕДЕНИЕ

В гл. 3 обсуждались доказательства, позволяющие сделать выводы о том, что верхняя мантия имеет преимущественно ультраосновной состав и что многие альпинотипные перидотиты наряду с определенным классом ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов представляют собой ее подлинные образцы. В гл. 4 подчеркивалось допущение, что верхняя мантия является, возможно, источником ряда изливающихся на поверхность Земли базальтовых магм.

Одно время казалось, что предполагаемый на основании изучения ультраосновных пород состав верхней мантии не объясняет появление базальтовых магм. Было обнаружено, что относительные содержания многих малых и рассеянных элементов в большинстве альпинотипных ультраосновных пород настолько незначительны и непостоянны, что последние вряд ли могли служить источником базальтовых магм¹.

Некоторые петрологи², пытаясь выйти из затруднения, представителями материнской магмы считали более редкие виды природных перидотитов, содержащих сравнительно высокие количества Na, Al и Ca. Но даже как шаг в правильном направлении это утверждение не может считаться верным. Хотя и казалось, что некоторые естественные перидотиты за счет процессов частичного плавления могли являться источником большинства входящих в состав базальтов компонентов, однако возникли серьезные противоречия в отношении содержаний многих малых и рассеянных элементов, а также изотопного состава. Например, иногда в высокотемпературных перидотитах и лерцолитовых ксенолитах,

¹ Lovering [1958]; Tilton, Reed [1963]; Hamilton, Mountjoy [1965].

² Kushiro, Kuno [1963].

содержащих от 3 до 4% Al_2O_3 и CaO, обнаруживалось исключительно малое количество калия и родственных несовместимых элементов и, кроме того, они характеризовались высокофракционированными редкоземельными элементами¹ (см. рис. 5-2). Некоторые исследователи² в качестве представителей первичной магмы предпочитали рассматривать нодули гранатовых лерцолитов из кимберлитов. Проверить должным образом это предположение не представлялось возможным, поскольку наблюдаемая интенсивная контаминация от вмещающей кимберлитовой магмы очень изменила содержания малых элементов в ксенолитах, которые редко встречаются свежими³. В разделе 3-4 было показано, что содержания ряда основных компонентов, обнаруженных в перидотитовых ксенолитах из щелочных базальтов и кимберлитов, в значительной мере, а возможно и полностью, перекрываются. Составы двух классов ксенолитов аналогичны составам мантии, кристаллизовавшимся в различных *P-T*-условиях. Представляется вероятным, что содержания малых элементов в первичных гранат-перидотитовых ксенолитах до контаминации и в перидотитовых ксенолитах из щелочных базальтов были одинаковыми.

Геохимические и петрологические данные, накопленные в последние годы, привели к широко распространенному признанию того, что большая часть альпинотипных ультраосновных пород и ультраосновных ксенолитов не связана с базальтовыми магмами. Их свойства и условия распространения соответствуют гипотезе о том, что они представляют собой дифференцированный тугоплавкий материал, который остался после удаления базальтовой части, т. е. по отношению к базальтовым магмам они являются в основном комплементарными. Эта гипотеза подтверждается многочисленными доказательствами, в частности отмеченными в офиолитовых комплексах генетическими взаимосвязями между альпинотипными ультраосновными и габбровыми породами (см. гл. 3), а также экспериментальными фазовыми равновесиями и геохимическими соотношениями (см. гл. 4).

Повсеместное опробование самой верхней части мантии (кимберлитовые трубки, щелочные базальты и непосредственно тектонически внедренные в земную кору породы верхней мантии) позволило прийти к выводу, что эта часть мантии в основном представлена тугоплавкими остаточными перидотитами, по составу похожими на изученные альпинотипные ультраосновные породы и ультраосновные ксенолиты. Первичная мантия, из которой еще не удален базальтовый компонент, обычно должна находиться ниже дифференцированного остаточного вещества, как это пока-

¹ Например, Морган (не опубликовано) при помощи метода нейтронной активации обнаружил, что перидотиты Тинкуилло содержали только 6 ч. н. м. калия.

D. Green, Morgan, Heir [1963, 1968]; Stueber, Murthy [1966]; Frey [1969, 1970a]; Frey et al. [1971]; White [1966].

² Ito, Kennedy [1967]; O'Hara [1968].

³ Berg [1968]; Allsop et al. [1968]; Manton, Tatsumoto [1971].

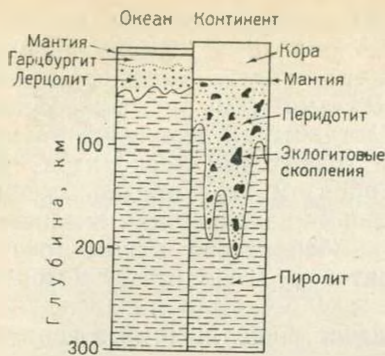


Рис. 5-1. Модель зональности химического состава верхней мантии.
По Рингвуду [1966а]

только остаточные или «пустые» перидотиты. Более правильное изложение этой гипотезы было сделано Рингвудом [1958]; он предположил, что мантия имеет строение, подобное изображенному на рис. 5-1. Согласно этой модели, первичное вещество метеоритного происхождения при соответствующих P - T условиях должно было бы кристаллизоваться до ассоциации гранатовых перидотитов.

Без детального обоснования идентификация первичного состава верхней мантии с составом хондритовых метеоритов является произвольной. Было бы желательным получить расчеты первичного состава мантии непосредственно из земных пород. Признание существенной комплементарной взаимосвязи между базальтовыми магмами и многими ультраосновными породами наряду с выводом о том, что последние являются тугоплавким остаточным веществом обеспечивают базу для расчетов первичного состава. Он должен находиться где-то между составами базальтов и перидотитов. Исследования физических процессов генезиса базальтов и магматической сегрегации (см. гл. 4) показывают, что базальты представляют собой продукты частичного плавления первичного вещества, и их количество было часто значительно меньше, чем перидотитов.

Соображения такого характера² привели к предположению, что в первичном составе верхней мантии соотношения между альпийскими перидотитами и базальтами составляют от 1:1 до 4:1. Наиболее вероятным считалось соотношение 3:1. По мере того как обнаруживались дополнительные ограничения, был рассчитан ряд специальных моделей, хотя разница между ними получилась сравнительно небольшой. Последняя из этих моделей

зано на рис. 5-1. Таким образом, расчеты «состава верхней мантии», основанные непосредственно на составах альпийских ультраосновных пород и ксенолитов¹, относятся к ее остаточной тугоплавкой части, а не к более глубокой материнской мантии.

Предположения о зональном строении верхней мантии были сделаны Боуэном [1928] и Рабем [1951]. Эти исследователи считали, что базальты и породы коры образовались в результате частичного плавления первичного (метеоритного) вещества мантии, после чего сохранились

¹ Hess [1964]; Harris, Reay [1967]; White [1966].

² Ringwood [1962a, b]; D. Green, Ringwood [1963]; Clark, Ringwood [1964]; Ringwood [1966a].

основывалась на смеси трех частей альпийских перидотитов (79% Ol; 20% Орх; 1% Sp) и одной части гавайских толентов (см. табл. 5-2). Несомненно, что в дальнейшем подобная модель могла бы быть усовершенствована. Например, содержание TiO_2 в выбранных гавайских толентах было необычно высоким, и количество этого компонента в составе модели скорее всего слишком завышено. Вероятно, было бы предпочтительнее в качестве основы для модели брать средний состав океанических толентов.

Вышеизложенное подчеркивает гибкость модели и ту точку зрения, что наиболее правдоподобный исходный состав материнской магмы может быть получен с помощью серии последовательных приближений по мере поступления информации. Вероятно, состав материнской мантии неоднороден, так что следует искать приемлемый диапазон содержаний, который даст наибольшую возможность взаимосогласованного объяснения петрологических, минералогических и геохимических взаимосвязей между базальтами и ультраосновными породами. Рингвуд [1962a] для предполагаемого состава материнской магмы предложил термин «пиrolит» (пироксен+оливин±пироповая горная порода).

Некоторые петрологи¹ сомневались в необходимости нового названия для состава материнской магмы, отмечая, что поскольку он содержит более 50% оливина, что соответствует петрологической классификации группы перидотитов, то может быть определен, согласно специфической минералогии, как особая их разновидность. Автор данной книги, напротив, считает подобный исключительно петрологический подход слишком узким и упускающим тот существенный момент, что определение пиролитов основывается на химическом, а не на минеральном составе. Состав пиролита определяется таким качеством, которое необходимо для получения при частичном (парциальном) плавлении базальтовой магмы с оставшимся после этого тугоплавким перидотитом. Как уже отмечалось, встречающиеся в природных условиях ультраосновные породы выглядят в общем остаточными и фракционными по происхождению и редко, если вообще обладают способностью произвести базальтовые магмы, составы которых соответствовали бы составам, наблюдаемым при частичном плавлении.

Широкое распространение базальтовых горных пород, которые изливались во все геологические эпохи как в континентальных, так и в океанических регионах, означает, что пиролиты должны быть сновным компонентом верхней мантии. Исключительная редкость или отсутствие их на земной поверхности, видимо, является следствием механизмов транспортировки ультраосновных пород вверх. Они обычно связаны с каким-нибудь видом магматизма, сопровождаемого интенсивной тектонической деформацией. Не удивительно, что эти условия должны были бы привести к различной степени дифференциации особенно таких несовмести-

¹ Kuno, Aoki [1970]; Wyllie [1970].

мых элементов, как К, U, Ва, Ti и Р, которые, по-видимому, фракционируют очень легко, скорее всего вследствие образования расплава с низкой точкой плавления¹.

5-2. СОСТАВ ПИРОЛИТОВ

Ранние расчеты состава пиrolитовой модели основывались на субъективных суждениях о необходимой степени частичного плавления, когда толенты отделяются от тугоплавких остатков². Первоначально в основу было положено отношение перидотита к базальту как 3:1, но были подчеркнуты гибкость модели и неточность, допущенная в данном расчете. Согласно космохимическим и геохимическим данным, более вероятным выглядит отношение 4:1, которое показывает, что распространенность Са и Al по отношению к Si и Mg в мантии Земли является неправдоподобно низкой по сравнению с Солнцем и хондритами. Если базальты должны были образоваться с помощью физически аргументированных процессов частичного плавления пиrolитов, для нижнего предела казалось необходимым принять отношение 1:1.

После этих недостаточно обоснованных толкований модели появились новые исследования и были сделаны новые подходы к разрешению данной проблемы. Эти попытки, дающие обнадеживающие признаки совпадения, излагаются ниже.

Вывод состава пиrolита из альпинотипных ультрабазитов. В гл. 4 рассматривалось, как ряд базальтовых магм (оливиновые толенты — щелочные базальты — базаниты — нефелиниты) мог образоваться с помощью различных степеней частичного плавления пиrolитов, которая изменялась примерно от 1% и менее — до 25%. Таким образом, в комплементарных остатках ультраосновных пород должны были бы обнаружиться колебания составов в соответствии с различными степенями истощения мантии компонентами с низкой точкой плавления. Очевидно, ультраосновные породы, которые являются остатками систем, характеризующихся наименьшими степенями частичного плавления, больше всего приблизились бы к составу пиrolитов.

Наблюдается, что альпинотипные ультрабазиты проявляют непрерывность составов, изменяясь от чистых дунитов, фактически не содержащих СаО, Al₂O₃ и Na₂O до лерцолитов, в которых присутствует около 4% Al₂O₃, 3% СаО и 0,4% Na₂O³. Альпинотипные ультрабазиты, содержащие большие концентрации компонентов с низкой точкой плавления, редки, и приближающиеся к вышеуказанному составу горные породы представляют собой остатки самого низкого уровня частичного плавления пиrolитов.

В этой связи Д. Грин подчеркивал значение особого класса высокотемпературных перидотитов, которые содержат от 3 до 4%

¹ Ringwood [1966a].

² Ringwood [1962a, b, 1966a].

³ D. Green, Ringwood [1963]; Ringwood [1966a]; D. Green [1964, 1967, 1970].

Al_2O_3 и CaO (см. табл. 3-3) и, вероятно, больше всего приближаются к нефракционированному веществу мантии. Тем не менее, в них обнаруживаются обеднение несовместимыми элементами, фракционирование (например, легкие редкие земли, калий, уран), а также несомненная утрата компонента с низкой точкой плавления (см. раздел 5-1). По-видимому, этим компонентом был базанит (или нефелинит), образовавшийся вследствие очень небольшой степени частичного плавления.

На рис. 5-2 показаны содержания редкоземельных элементов (приведенные к хондритовым), наблюдаемые в типичных высокотемпературных перидотитах. Следует отметить крайнюю степень их фракционирования и обеднение легкими редкими землями. Также показано и содержание редких земель в типичных нефелинитах. Сразу же бросается в глаза комплементарный характер этих систем.

Космохимические данные, а также наблюдаемые близкие к хондритовым содержания редкоземельных элементов в океанических толеитах решительно свидетельствуют о том, что относительное содержание редких земель в пиrolитах близко к хондритовому. Получение подобной системы из комплементарных систем перидотиту и нефелиниту (см. рис. 5-2) требует добавления к перидотиту примерно 1% нефелинита. Это согласуется с экспериментальными данными об образовании нефелинитов вследствие очень небольшой степени частичного плавления пиrolитов (см. гл. 4).

На основе изложенного можно рассчитать идеальный состав пиrolита путем соединения 99% перидотита и 1% нефелинита (см. табл. 5-2, колонка 2).

Вывод состава пиrolита из ультраосновных ксенолитов. Исследования химических составов, минералогии и петрологии перидотитовых ксенолитов в щелочных базальтах показали наличие

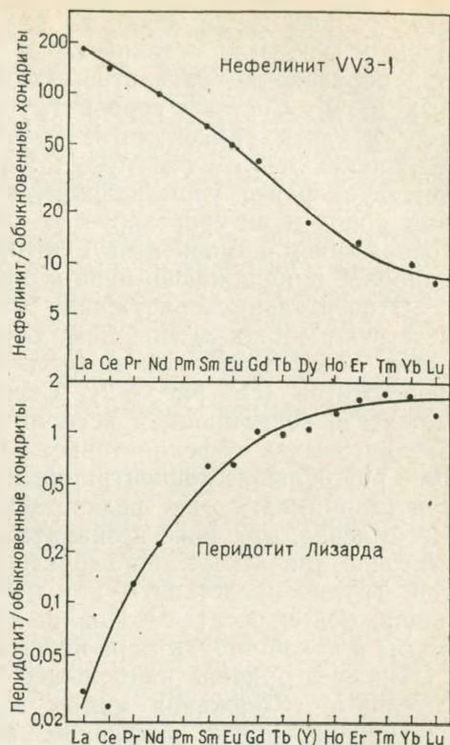


Рис. 5-2. Относительные содержания редкоземельных элементов в высокотемпературном перидотите Лизарда, по Фрею [1970a], и в нефелинитах из Кейп-Вердес (VV3-1), по Кею [1971]. Содержания редких земель нанесены по очередности элементов, исходя из соответствующих содержаний в обычных хондритах

двух разных групп. Одна из них интерпретировалась как тугоплавкое вещество, оставшееся от процессов частичного плавления при образовании базальтов, другая — как аккумуляты базальтовых магм¹. Составы первой группы обнаруживают непрерывный ряд от чистых высокомагнезиальных дунитов до лерцолитов, содержащих от 3 до 4% Al_2O_3 и CaO и 0,4% Na_2O ¹. Этот ряд соответствует ранее упоминавшемуся ряду альпийских ультраосновных пород и интерпретируется аналогично. Нодули с наивысшим содержанием компонентов с низкой точкой плавления считаются наиболее приближающимися к пиролитам².

Относительные содержания малых элементов в нодулях соответствуют сложным моделям, которые не поддаются такому простому объяснению, как модели некоторых высокотемпературных перидотитов (см. рис. 5-2). Серьезной проблемой является возможность контаминации ксенолитов компонентами вмещающих базанитовых и нефелинитовых магм, которые могут содержать в 1000 раз большие концентрации некоторых несовместимых элементов (например, легкие редкие земли, K, Ba и U), чем ксенолиты. Несомненно, что даже незначительной контаминации было бы достаточно для искажения характера распределения малых элементов. Трудно представить, как небольшие ксенолиты, окруженные подвижной и богатой водой щелочной базальтовой магмой, могли бы в какой-нибудь мере избежать контаминации³.

По этой причине наибольшее значение, вероятно, имеют относительные содержания малых элементов в сравнительно несерпентинизированных массивных высокотемпературных перидотитах, явно не ассоциирующих со щелочными базальтовыми магмами, поскольку они меньше подвергались контаминации. Изучение составов перидотитовых ксенолитов (в основном гранатосодержащих) из алмазных кимберлитовых трубок обнаружило ситуацию, аналогичную описанной выше. Установлен непрерывный ряд, изменяющийся от чистых дунитов до гранатовых перидотитов, содержащих 3,5% CaO и Al_2O_3 и 0,4% Na_2O . Но гранатовые перидотиты с более высокими содержаниями этих компонентов редки или вообще не встречаются. Все это подтверждается обширными минералогическими и петрографическими исследованиями⁴.

Детальными исследованиями⁵ установлено, что ксенолиты из кимберлитов обычно были контаминированы малыми элементами, заимствованными из окружающих кимберлитов. Таким образом, нелегко определить количество и состав компонентарного дифференциата, что необходимо для расчета состава пиролитовой

¹ Harris, Reay [1967]; Carter [1970].

² D. Green, Ringwood [1963].

³ В некоторых случаях контаминация массивных перидотитов, по-видимому, все происходит, например в горах Святого Павла. Здесь контаминация могла быть связана с наличием ассоциирующей щелочной базальтовой магмы, теперь представленной роговообманковыми милонитами.

⁴ Rickwood, Mathias [1968]; Mathias, Siebert [1970].

⁵ Heier [1963]; Berg [1968]; Allsop, Nicolaysen [1968].

модели. Тем не менее можно сделать вывод, что конкреции, содержащие максимальные количества CaO , Al_2O_3 и Na_2O , в наименьшей степени подверглись частичному плавлению и больше всего соответствуют идеальному составу пиролитов. Важно то, что этот наименее фракционированный состав является существенно одинаковым в разновидностях гранатовых перидотитов из алмазных трубок, лериолитов из щелочных базальтов и высокотемпературных перидотитов.

Другой метод определения состава пиролита из перидотитовых конкреций в щелочных базальтах был разработан Картером [1970]. Он основан на признании наличия двух разновидностей нодулей с различающимися петрологическими свойствами. Разновидности с составом оливина между Fa_7 и Fa_{11} имеют петрологические характеристики остатков, в то время как разновидности с составом оливина между Fa_{14} и Fa_{30} имеют свойства кумулятов и затвердевших расплавов.

Было обнаружено, что нодули с оливиновым составом в пределах Fa_{12} и Fa_{14} очень редки. Картер считает, что эти нодули показывают состав оливина в первичной мантии, которая была частично расплавлена с образованием обогащенного магнием остатка с одной стороны, и богатого железом кумулята, полученного из расплава,— с другой.

Многочисленные минералогические и химические данные по остаточной разновидности нодулей были получены в виде функции фаялитового компонента в оливине. С помощью их интерполяции в пределах от Fa_{12} до Fa_{14} был рассчитан состав первичной неистощенной мантии (см. табл. 5-2). По сравнению с другими расчетными составами у этого состава пиролита кажется несколько завышенным содержание Al_2O_3 и заниженным K_2O . Последнее, вероятно, объясняется тем, что в нодулях не были учтены акцессорные фазы (например, флогопит). В остальном отмечается вполне удовлетворительное соответствие.

Валовые составы офиолитовых комплексов. На примере офиолитовых комплексов можно получить прямые доказательства комплементарной взаимосвязи между базальтовыми магмами и не подвергшимися плавлению остаточными перидотитами. Моор [1970] рассчитал валовый состав хорошо обнаженного варинского офиолитового комплекса, описание которого приведено в разделе 3-3. Его данные (см. табл. 5-2) хорошо согласуются с другими расчетами пиролитового состава.

Встречающиеся в естественных условиях ультраосновные расплавы. Другим методом обнаружения наименее фракционированного ультраосновного остаточного вещества, приближающегося к пиролитовому составу, является поиск природных основных и ультраосновных расплавов, которые представляют собой наивысшую степень частичного плавления исходных пиролитов. Есть надежда, что результаты обоих методов должны совпасть.

Как упоминалось в гл. 4, большинство первичных базальтовых магм образовалось в результате частичного плавления пиролита,

содержавшего примерно до 30% нормативного оливина. Однако были зарегистрированы первичные пикритовые магмы, содержание оливина в которых превышало 30%. Некоторые наиболее характерные их примеры, представленные пикритовыми пластовыми интрузиями и дайками, были описаны Дривером и Джонстоном [1958, 1967], а также Гэссом [1958].

Крайевые фацции некоторых пластовых интрузий содержат до 40% небольших скелетов оливина (Fe_{90}), а структурные данные показывают, что оливин очень быстро выкристаллизовался из полностью расплавленной пикритовой магмы. Общий состав пластовых интрузий должен примерно соответствовать смеси базальта и остаточного перидотита в пропорции 1:1, представляя собой верхний предел отношения базальта к перидотиту в пиrolите.

Важное доказательство существования естественных ультраосновных магм, приближающихся к пиrolитовому составу, было представлено Р. Вильджоном и М. Вильджоном [1969a, b]. Эти исследователи описали проявления серии маломощных перидотитовых лавовых потоков в архейской формации Комати в районе Барбертона (ЮАР). Полевые и петрологические данные (например, наличие подушечной отдельности, мелкий размер зерен и характерный внешний вид, а также стратиграфические соотношения) свидетельствовали о том, что «перидотитовые коматиты» изливались в подводных условиях и в период излияния были полностью расплавленными. Наличие широко распространенной «структуры закалывания» внутри потоков (рис. 5-3) подтверждает это положение. Экспериментальными исследованиями¹ доказано, что эти структуры могли возникнуть только вследствие быстрого закалывания ультраосновных расплавов, характерного для коматитов состава. Подобные горные породы описаны в районах развития архея в Австралии² и Канаде³. В Австралии перидотиты с типичной структурой закалывания известны как горные породы «спинифекс». Несбитт доказал, что последние представляют собой крайние фацции залежей ультраосновного состава.

В табл. 5-1 приводятся составы некоторых перидотитовых коматитов, структура, минералогия и условия нахождения в природе которых подтверждают их происхождение из жидкой магмы. Экспериментальные работы показали, что оливин (Fe_{93}) находится на ликвидусе состава перидотитовых коматитов вплоть до очень высоких давлений (примерно 40 кбар) и принципиальные различия [отношения $Mg : (Mg + Fe)$ и пироксен:оливин] согласуются с концепцией о том, что коматиты представляют собой высокую степень плавления (60—80%) пиrolита с остаточной фазой только оливина (Fe_{93}); это подтверждает выводы Р. Вильджона и М. Вильджона.

Потоки перидотитовых коматитов перекрываются обогащенными оливином и пироксеном породами и перемежаются с ними;

¹ D. Green, Nicholls et al. [1972].

² Clikson [1970]; Nesbitt [1972].

³ Naldrett, Mason [1968].

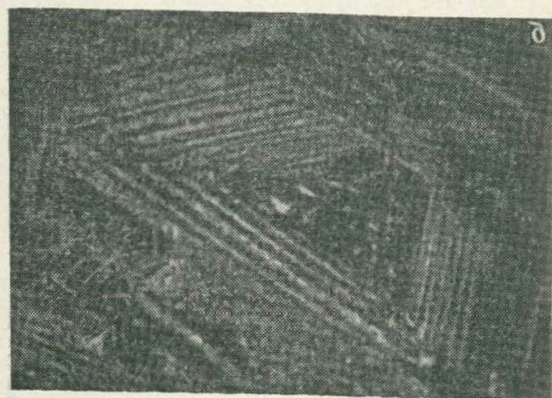
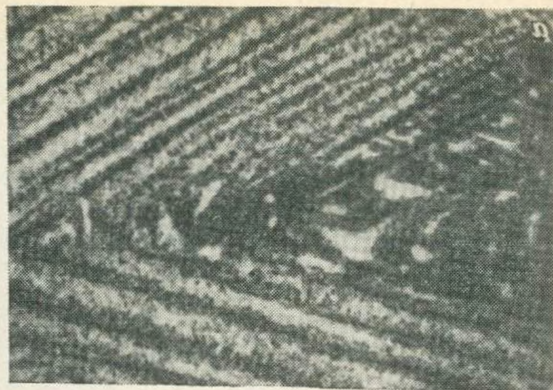


Рис. 5-3. «Закаленный» перидотит, быстро выкристаллизовавшийся из расплавленного состояния (а). Затем проросшие друг друга оливин и пироксен сменились чередующимися слоями тремолита, магнетит-хлорита и серпентина (б, в),
×20.

По Р. Вильджону и М. Вильджону (1969).

Впоследствии эти структуры были воспроизведены экспериментально путем быстрого закаливания расплавов коматинитового состава [D. Green et al., 1972]

Составы перидотитовых коматитов — бывших ультраосновных расплавов

Компоненты	Составы				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	45,2	46,6	46,5	44,8	47,1
TiO ₂	0,7	0,3	0,2	0,2	0,3
Al ₂ O ₃	3,5	3,0	3,6	5,3	6,6
Cr ₂ O ₃	0,4	—	0,4	—	—
Fe ₂ O ₃	0,5	1,0	1,0	1,0	1,0
FeO	8,0	9,6	9,4	9,5	7,7
MnO	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2
NiO	0,2	—	—	—	—
MgO	37,5	34,2	33,0	34,3	30,2
CaO	3,1	4,8	5,1	4,4	6,8
Na ₂ O	0,6	0,15	0,5	0,35	0,2
K ₂ O	0,1	0,03	0,2	0,03	0,02
P ₂ O ₅	0,06	—	0,01	—	—

Примечания. Составы пересчитаны по подлинным данным до 100% сухого веса с произвольно взятым объемом Fe₂O₃ (1%), по Д. Грину [1972a]. 1 — состав пиролитовой модели; 2 — средний состав перидотитового коматита, р-н Барбертон (ЮАР), по Р. Вильджону и М. Вильджону [1969a]; 3 — наиболее свежий образец закаленного перидотитового коматита; ультраосновной расплав из р-на Барбертон (ЮАР), по Д. Грину и др. [1972]; 4 — перидотиты со структурой закалывания, Маунт-Айда (Западная Австралия), по Несбитту [1972]; 5 — перидотиты со структурой закалывания, Скотия (Западная Австралия), по Несбитту [1972].

они отнесены к базальтовым коматитам или высокомагнезиальным базальтам. Химические составы этих типов базальтов указывают на их происхождение из более богатых оливином материнских источников при низком давлении. Генезис их может отражать осаждение и экстракцию оливина из материнской перидотитовой коматитовой магмы на поверхности Земли или близко к ней. Или, наоборот, они могут быть частичными расплавами исходной пиролитовой породы с сегрегацией магмы, встречающейся при очень низких давлениях. Для последнего способа образования степень плавления была бы ниже, чем требуется для образования перидотитовых коматитовых магм.

Кажется, что проявления ассоциации перидотитовых коматитов должны ограничиваться древнейшими зеленокаменными поясами архейских щитов. Образование таких магм, требующее более высоких температур и степеней плавления по сравнению с базальтовыми, наводит на мысль, что процессы генерации магмы в нижнем архее, возможно, значительно отличались от процессов, преобладавших впоследствии¹. Доводы в пользу этого различия были рассмотрены Д. Грином [1972a, b].

Вывод состава пиролита из океанических толеитов. Другим методом вывода пиролитового состава является использование

¹ D. Green [1972a, b]; R. Viljoen, M. Viljoen [1969a, b].

наблюденных составов первичных океанических толентов в качестве жидкой фазы совместно с остаточным тугоплавким компонентом (гарцбургит). Состав последнего получается из соотношений, выявленных экспериментами по частичному плавлению, рассмотренными в гл. 4. Незвестной величиной здесь служит пропорция, в которой должны быть скомбинированы базальт и гарцбургит для получения материнского состава. Детально этот вопрос рассматривается в разделах 5-3 и 5-4. Для соответствия с моделью Земли, в которой, исходя из космохимии, содержание нелетучих элементов совпадает с хондритовым, необходимыми соотношениями являются примерно 17% базальта и 83% гарцбургита. Полученный из этой модели состав пиrolита приводится в табл. 5-2.

Резюме. В табл. 5-2 приведены химические составы пиrolитовых моделей, полученных различными способами, а также некоторые основные предельные содержания.

В первом составе показан пиrolит, полученный из сравнительно произвольной смеси перидотит — базальт в соотношении 3:1, предложенной Рингвудом [1966a]. Он отличается слишком высоким содержанием TiO_2 и, возможно, K, Na и P вследствие выбора особого базальтового компонента. Тем не менее состав хорошо сопоставляется с составами других моделей, приведенными в табл. 5-2.

Во втором составе приведены химические содержания пиrolитовой модели, полученной смешением состава наименее фракционированных альпинотипных ультраосновных пород с комплементарным нефелинитом в пропорции, выбор которой обусловлен ображениями экспериментального петрогенеза базальтов и космохимии. Небольшой недостаток CaO мог бы быть возмещен выбором другого высокотемпературного перидотита (например, из р-на Тинакуилло.) Пиrolитовый состав (3), полученный из океанического толента и гарцбургита, хорошо согласуется с предыдущими расчетами. Оба эти состава приближаются к общему химическому составу офиолитового комплекса (4).

Избранный Картером [1970] состав (5), основанный на модели частичного плавления с неполной кристаллизацией, соответствует этим моделям, несмотря на заметно более высокие содержания CaO и особенно Al_2O_3 . Сомнительно лишь содержание Al_2O_3 , которое дает значительно более высокое отношение Al:Ca, чем это наблюдается во всех классах метеоритов¹. Эти компоненты нелегко фракционируют при космохимических процессах, которые, как полагают, участвовали в формировании Земли²; представляется вероятным, что мантия может иметь такое же, как и метеориты, отношение Al:Ca. Достижение большего соответствия в пределах избранного Дж. Картером варианта может быть обеспечено путем выбора состава модели, отвечающей несколько

¹ Ahrens [1970].

² Ringwood [1966a]; Larimer, Anders [1970].

Химические составы пиrolитовых моделей

Компо- ненты	Составы моделей					Предельные содержания		Средний состав пи- ролита мантии
	1	2	3	4	5	6	7	
SiO ₂	45,2	44,9	46,1	45,6	42,9	44,9	46,5	45,1
TiO ₂	0,7	0,24	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2
Al ₂ O ₃	3,5	4,3	4,3	3,9	5,8	3,2	3,6	4,6
Cr ₂ O ₃	0,4	0,4	—	0,4	0,2	0,5	0,4	0,3
Fe ₂ O ₃	0,5	—	—	—	0,3	—	1,0	0,3
FeO	8,0	8,2	8,2	5,2	8,9	7,6	9,4	7,6
MnO	0,14	0,1	—	0,1	0,14	0,1	0,2	0,1
NiO	0,2	0,2	—	0,3	0,2	0,3	—	0,2
MgO	37,5	38,9	37,6	37,7	37,2	40,0	33,0	38,1
CaO	3,1	2,5	3,1	3,0	3,7	3,0	5,1	3,1
Na ₂ O	0,6	0,23	0,4	0,5	0,4	0,2	0,5	0,4
K ₂ O	0,13	0,02	0,03	0,1	0,003	0,0006	0,2	0,02
P ₂ O ₅	0,06	0,02	—	0,03	—	—	0,01	0,02
								100,0

Примечания. Состав пиrolитовой модели: 1 — по Рингвуду [1966а], 2 — 99% lizardитового перидотита, по Д. Грину [1964] + 1% нефелинита (VV3-1), по Кею [1971], 3 — 83% остаточного гарцбургита + 17% первичных оксанических толенов (см. табл. 5-5); 4 — валовый состав Вуринского офролитового комплекса (см. табл. 3-3, А, В); 5 — состав модели верхней мантии, по Картеру [1970, табл. 4], соответствующий оливиновому (F_{0M}) составу материнской мантии; 6 — наименее фракционированные альвинотипные ультраосновные породы, представляющие собой низшую степень частичного плавления пиrolита (перидотит из р-на Тинакуило, см. табл. 3-3); 7 — ультраосновной расплав, представляющий собой наивысшую степень частичного плавления пиrolита; 8 — средний химический состав пиrolитов мантии из 2, 3, 4 и 5. Содержание Al₂O₃, вероятно, завышено вследствие его высокого содержания в модели Картера.

меньшему, чем было им предложено, отношению Fe: (Fe+Mg).

В составах 6 и 7 показаны основные предельные содержания химических компонентов в пиrolитовой модели. Состав перидотита 6 интерпретируется как остаток после очень небольшой степени частичного плавления пиrolита. Подобные остаточные содержания получены при исследованиях лерцолитов и ксенолитов гранатовых перидотитов из щелочных базальтов и кимберлитов (см. раздел 3-4).

Состав 7 ультраосновного расплава считается представителем наибольшей степени частичного плавления пиrolита. Эти два близких предельных содержания предусматривают жесткие ограничения для состава идеальной пиrolитовой модели. Поэтому представляется, что полученные несколькими методами расчеты состава первичной мантии находятся в близком соответствии, а содержания химических элементов в пиrolите ограничиваются довольно узкими пределами. Вероятно, нет единого состава вследствие ограниченной степени гетерогенности первичного химиче-

ского содержания внутри мантии. Приведенный в табл. 5-2 диапазон содержаний дает представление о возможных пределах этой гетерогенности.

5-3. ПИРОЛИТОВАЯ МАНТИЯ И ХОНДРИТОВАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМЛИ

В 50-х и в начале 60-х годов было широко распространено мнение о том, что Земля образовалась из материала, напоминающего обычные хондритовые метеориты, и поэтому состав последних подобен составу Земли. Это предположение привело к появлению хондритовой модели Земли, которая послужила основанием для большого числа изданных в этот период статей, посвященных геохимическим и геотермальным исследованиям. Тот факт, что тепловой поток Земли, отнесенный к ее массе, близок к таковому хондритовых метеоритов, часто считался доказательством того, что Земля содержит в среднем такие же количества U, Th и K, как и хондриты. Это объяснение многими рассматривалось как обоснованное и убедительное подтверждение хондритовой модели Земли.

Бёрч [1958] разработал данную модель, чтобы показать, что она хорошо объясняет дифференциацию вещества Земли со скоплением большей части (примерно 60%) U и Th в ее коре. Любопытно отметить, что концентрация в коре K, который во время фракционирования магмы обычно ковариантен с ураном, оказалась небольшой; Бёрч показал, что хондритовая модель Земли предполагает, что около 80% количества калия Земли должно быть сосредоточено в мантии. Этот вывод не был воспринят как противоречащий данной модели.

Первые серьезные сомнения в отношении хондритовой модели Земли возникли с появлением статьи Гаста [1960], который на основании изучения развития изотопов Sr Земли показал, что отношение Rb : Sr в системе верхняя мантия — кора по крайней мере в четыре раза ниже, чем соответствующий показатель в хондритовых метеоритах. Кроме того, он получил геохимические данные, которые подтвердили, что содержания K, Pb и Cs по сравнению с содержаниями Ba, Sr и U в системе верхняя мантия — кора были все время меньше, чем в хондритовых метеоритах. Для этих наблюдений Гаст предложил два альтернативных объяснения.

1. Содержания щелочных металлов K, Pb и Cs, возможно, уменьшились по сравнению с их содержанием в хондритах вследствие селективного улетучивания, которое имело место в период образования Земли или после него; это означает, что в настоящее время состав Земли не соответствует хондритовому.

2. Возможно, вследствие особого процесса дифференциации тяжелые щелочные металлы избирательно задерживались в нижней мантии, а U, Ba и Sr усиленно концентрировались в коре.

Второе объяснение допускает сохранение хондритовой модели.

Гаст не выразил предпочтения ни одному из этих противоположных толкований.

Рингвуд [1962с] пересмотрел оба объяснения и отверг второе как невозможное с точки зрения геохимии и кристаллохимии. Ранее им была предложена модель образования Земли, в которой предусматривался механизм для улетучивания Rb, K и родственных им летучих элементов из материала, который был захвачен Землей¹. Предполагалось, что летучие компоненты попали в плотную первичную атмосферу, которая впоследствии исчезла.

Таким образом, Рингвуд поддержал первую из двух альтернативных гипотез Гаста и обобщил ее, предположив, что Земля, возможно, была обеднена большим числом элементов, по сравнению с их первоначальными содержаниями, так как они становятся летучими в высокотемпературной восстановительной среде (например, Pb, Hg и Tl). Впоследствии в результате детальных исследований геохимии ряда летучих элементов, включая Na, Zn, Cd, Hg, Pb, In, Bi, Ge, Cl, S и F были получены убедительные данные, свидетельствующие о том, что их содержания в Земле намного уменьшились по сравнению с первоначальными.

С течением времени также стало ясно, что обычные хондриты не представительны с точки зрения первоначальных содержаний и по сравнению с углеродистыми и энстатитовыми хондритами значительно обеднены многими летучими элементами. Более того, к замеченным Гастом расхождениям между химическими составами обычных хондритов и Земли добавились новые. Получилось так, что целиком обоснованное толкование «хондритовой модели Земли» оказалось несостоятельным.

Одновременно были получены данные о том, что одна группа хондритов (1-й тип углеродистых) имеет более простую термальную и химическую историю развития по сравнению с другими группами и, видимо, сохранила первоначальные или солнечные содержания большинства элементов, кроме чрезвычайно летучих газов². Накопление все более точных сведений по химическому составу солнечных туманностей, из которых в конечном счете произошли Земля, другие планеты и метеориты, сосредоточило внимание на теориях происхождения этих тел и сопутствующих процессах химического фракционирования.

Возникли две теории. Любопытно, что обе они имели довольно близкие результаты относительно предполагаемых составов Земли и метеоритов.

Рингвуд [1959—1961, 1966а—с] доказывал, что Земля и другие планеты, а также неуглеродистые метеориты образовались непосредственно путем аккреции из материнского материала (подобного углеродистым хондритам) в первоначально холодных солнечных туманностях. Во время аккреции сравнительно летучие элементы были выброшены в первозданные, но затем исчезнувшие

¹ Ringwood [1960, 1966a, b].

² Mason [1960]; Ringwood [1961, 1966c]; Anders [1964, 1971, b].

атмосферные слои. Андерс и его сотрудники [1964, 1971a, b]¹ приводили доводы в пользу селективной конденсации планетозималей из раскаленных солнечных туманностей с последующей их аккрецией в планеты и метеориты.

В обеих теориях предполагается, что различия между первоначальным и современным составом Земли (а также хондритов) обусловлены селективной летучестью. Подразумевается также, что сходство между первоначальными содержаниями элементов в Земле и современными должно быть наибольшим для сравнительно нелетучих элементов, тогда как в отношении более летучих компонентов следует ожидать уменьшения объема по сравнению с исходным. В случае с Землей можно считать, что группа нелетучих включает элементы менее летучие, чем натрий (при соответствующих окислительно-восстановительных условиях).

Данные теории послужили основанием для возрождения хондритовой модели Земли. Поскольку широко признано, что наиболее надежные расчеты первоначальных химических содержаний солнечных туманностей основаны на составах углеродистых хондритов I типа, пересмотренная формулировка хондритовой модели Земли просто предполагает, что относительные количества нелетучих элементов (определенных выше) в Земле соответствуют таковым в углеродистых хондритах этого типа. Для содержаний летучих элементов (включая кислород) такого подобия не требуется, так что по отношению к современному общему и химическому составу Земли не предъявляется требований идентичности с группой или несколькими группами метеоритов.

Рингвуд [1966с] на основании изучения вышеуказанной гипотезы показал, что самостоятельная модель Земли могла бы быть создана исходя из содержания основных нелетучих элементов — Fe, Ni, Si, Mg, Ca и Al в хондритах (табл. 5-3). Эта модель требует присутствия в ядре некоторого количества кремния для образования правильного отношения составов ядра к мантии². Полученный таким способом состав мантии подобен составу пиролита (см. табл. 5-2), кроме содержания натрия, который позже был переклассифицирован в «летучий» элемент.

С другой стороны, сначала казалось невозможным объяснить содержания некоторых нелетучих несовместимых малых элементов (например, U, Th, Ba, Sr и редких земель) в пиролите на основе хондритовых содержаний. Количества этих элементов в верхней мантии оказались значительно выше, чем могло возникнуть за счет их содержания в хондритах. Возможное объяснение этого состояло в том, что мантия подверглась специфическому процессу дифференциации, характеризовавшемуся полным конвективным смешением мягкой кристаллической массы, содержащей небольшое количество остаточного расплава². Подобное смешение привело к химической гомогенизации основных пороодооб-

¹ Anders [1964, 1971a, b]; Larimer, Anders [1967, 1970].

² Wasserburg et al. [1964]; Clark, Ringwood [1964]; Gast [1968a].

Химический состав Земли, полученный на основе химического состава углеродистых хондритов 1-го типа. По Рингвуду [1966а]

Компоненты	Составы			
	1	2	3	4
SiO ₂	33,3	35,9	29,8	43,2
MgO	23,5	25,2	26,3	38,1
FeO	35,5	6,1	6,4	9,3
Al ₂ O ₃	2,4	2,6	2,7	3,9
CaO	2,3	2,5	2,6	3,7
Na ₂ O	1,1	1,2	1,2	1,8
NiO	1,9	—	—	—
Сумма	100,0	73,5	69,0	100,0
Fe	—	24,9	25,8	—
Ni	—	1,6	1,7	—
Si	—	—	3,5	—
Сумма	—	26,5	31,0	—

Примечания: 1 — среднее содержание основных компонентов углеродистых хондритов 1-го типа (Оргуейл и Ивуна) на основе содержаний C, S и свободной H₂O (анализы Вийка, 1956); 2 — анализ из столбца 1 с уменьшенным отношением FeO: (MgO+FeO) в целях соответствия с предполагаемым значением для мантии Земли (0.12); 3 — анализ из столбца 2 с достаточным восстановлением SiO₂ до элементарного Si в целях получения характерного для Земли отношения силиката к металлу (69:31); 4 — модель состава мантии: силикатная фаза из столбца 3 пересчитана до 100%.

разующих минералов вместе с малыми элементами, которые смогли бы легко войти в состав этих минералов. Однако несовместимые элементы, не имевшие возможности свободно войти в состав основных минералов, были бы в сильной мере сконцентрированы в небольшом количестве остаточного расплава, который предположительно был выдавлен в самую верхнюю часть мантии; этим и объясняются повышенные скопления данных элементов в этой ее части.

Второе объяснение утверждает, что количество нелетучих элементов (например, Ca, Al, U, Th, Ba, Sr и редких земель) в массе Земли было в 3—4 раза выше, чем в хондритах, и это является ее первичной аккреционной особенностью. Подобная точка зрения по существу отрицает переработанную хондритовую модель Земли¹.

Пересмотр ранних гипотез состава мантии. Альтернативные гипотезы имели важное значение для теорий происхождения и

¹ Wager [1958]; Ringwood [1966a, b].

начальной эволюции Земли, но в свете более поздних достижений их переоценка является желательной. Представление об обогащении верхней мантии несовместимыми элементами по отношению к Mg, Si, Ca и Al было основано частично на геотермических соображениях, которые требовали наличия сравнительно высоких концентраций U, Th и K в этой ее части¹. Однако предполагалось, что перенос тепла в океанической мантии в подавляющем большинстве определялся термальной проводимостью, тогда как в настоящее время известно, что главная роль в этом принадлежит конвекции (см. гл. 8). Таким образом, отпало объяснение относительных концентраций U, Th и K в верхней мантии на геотермических основаниях.

Впоследствии Гаст [1968, 1972] на базе исследований изотопа стронция показал, что отношение Rb : Sr в Земле, вероятно ниже, чем в хондритах, на показатель, равный примерно восьми. При условии что Земля имеет одинаковое с хондритами содержание стронция, потребовалось бы, чтобы около 70% всего первоначально содержащегося в ней рубидия находилось в настоящее время в ее коре. Аналогичное положение наблюдается и в случае с калием. Допустив, что Земля содержит количества урана и бария такие же, как хондрит, Гаст рассчитал, что 46 и 30% первичного объема этих элементов соответственно находятся в настоящее время в коре (см. раздел 8-7).

По мнению Гасти, такая степень концентрации несовместимых элементов в коре невозможна. Он указывает, что затруднение значительно бы уменьшилось, если допустить для Земли по сравнению с хондритами более высокие абсолютные содержания нелетучих элементов U, Th, Ba и Sr (а также Ca и Al, но не Mg и Si). В частности, Гаст высказывает предположение, что содержание этих элементов в Земле в три раза больше, чем в хондритах. Подобное предположение, основанное главным образом на геохимических данных, было сделано для урана и тория. Оно рассматривается в разделе 5-5.

Кей [1971] детально исследовал распределение редкоземельных элементов между высокощелочными базальтами, образовавшимися в результате очень небольших степеней (от 0,5 до 2%) частичного плавления пиролита, и их тугоплавкими ультраосновными реститами. Он обнаружил, что первоначальные содержания редких земель в районах пиролитовых источников превышают хондритовые содержания в 1,4—3,6 раза (при наиболее частой величине превышения в 2 раза).

Количества тяжелых редких земель в лизардских и тинакуилльских высокотемпературных перидотитах примерно в 1,5—2 раза выше их содержаний в хондритах². Полагают, что эти тела весьма близки к пиролитовому составу и подверглись только очень небольшим степеням частичного плавления (см. раздел 5-2).

¹ Clark, Ringwood [1964].

² Frey [1969, 1970a]; Frey, Haskin et al. [1971].

Содержания в них редкоземельных элементов с комплементарными соотношениями в отделившихся магмах (см. рис. 5-2) указывают на то, что количество редких земель в пиrolитах по сравнению с хондритами в 1,5—2 раза больше¹.

Дискуссия. Приведенные выше геохимические данные наводят на мысль, что содержание редкоземельных элементов в пиrolитах примерно в два раза выше, чем в хондритах. Доводы, использованные Гастом [1968а, 1972], также свидетельствуют в пользу того, что количества U, Ba и Sr в мантии значительно выше, чем в хондритах. По его подсчету превышение должно быть примерно трехкратным, но его доводы скорее указывают на двукратное по сравнению с хондритами превышение.

На первый взгляд предполагаемый избыток в пиrolитах редких земель, U, Ba, Sr и родственных элементов по сравнению с Mg и Si может показаться осложняющим получение пиrolитового состава из хондритовых содержаний нелетучих элементов, как это показано в табл. 5-3. Действительно, к такому выводу пришли Гаст, Кей, Фрей и др. Однако подобное заключение сомнительно.

Использование этими исследователями весовых количеств обычных хондритов как типичного случая при обсуждении модели привело к недоразумению. Здесь кроются две проблемы. Во-первых, пиrolитовая модель имеет отношение только к мантии, тогда как хондритовая относится ко всей Земле в целом (мантия + ядро + кора). Для того чтобы применить хондритовую модель к мантии, необходимо переместить металлическое железо в ядро, а также восстановить некоторое количество FeO из хондритовой силикатной фазы до металлического железа в целях соответствия отношений $MgO:(MgO+FeO)$ в мантии и хондритах (см. табл. 5-3). В результате таких преобразований содержания оксифильных элементов в составе мантии увеличиваются примерно в 1,5 раза.

Во-вторых, известно, что между различными группами хондритов имело место значительное фракционирование весьма нелетучих элементов, например, Ca, Al, U, Ti, редких земель и др.². Имеющиеся данные указывают на то, что по отношению к обычным хондритам содержание этих элементов в энстатитовых их разновидностях примерно на 50% меньше, тогда как у углеродистых в 1,4 раза больше.

Общий результат сегрегации ядра, согласно модели, предполагающей образование Земли скорее из углеродистого хондритоподобного материала, чем из обычных хондритов, состоит в накоплении Ca, Al, U, Th, Ba, Sr, редких земель и других нелетучих элементов в мантии Земли в количествах, вдвое превышающих их средние содержания в обычных хондритах³. Таким образом, предполагаемая распространенность этих элементов в ман-

¹ Kay [1971].

² Larimer, Anders [1970].

³ Larimer [1971].

тии, т. е. в пиrolите, соответствует модели Земли, образовавшейся из углеродистых хондритов.

Нет необходимости предполагать, что Земля характеризуется заметным абсолютным обогащением нелетучими элементами по отношению к $Mg+Si+Fe$ или к таким несовместимым элементам, которые вследствие специфического процесса дифференциации селективно сконцентрировались в верхней мантии. Это не исключает возможности некоторого относительного обогащения Ca, Al и родственными элементами по отношению к Mg, Si и Fe во время нормализации до первоначальных содержаний углеродистых хондритов. В этой ситуации по имеющимся данным не требуется значительного обогащения такого рода. Если это обогащение и имеет место, оно, вероятно, должно быть небольшим, возможно, не более чем в 1,5 раза.

5-4. ОКЕАНИЧЕСКИЕ ТОЛЕНТЫ И ПИРОЛИТОВАЯ МОДЕЛЬ

Придя к заключению, что пиrolитовый состав согласуется с моделью Земли, полученной из напоминающего углеродистые хондриты вещества, необходимо далее установить, можно ли с помощью этой модели обосновать общее содержание основных и малых элементов в океанических толентах, которые представляют собой наиболее обширный класс излившихся вулканических магм.

На рис. 5-4 показаны примеры распространенности редкоземельных элементов в различных океанических толентах. Самой важной особенностью океанических толентов, не учитывая незначительного уменьшения содержания наиболее легких редких земель (что будет рассмотрено ниже), является одинаковая степень обогащения их этими элементами (от Nd до Lu) по сравнению с хондритами. Средние показатели¹ обогащения для подавляющего большинства океанических толентов по отношению к обычным хондритам изменяются от 10 до 20 (среднее значение 15).

Однако Кей и др. [1970] в своем исследовании петрохимии большого числа основных и малых элементов океанических толентов показали, что составы многих из этих пород подверглись влиянию кристаллического фракционирования различной степени интенсивности, включая отделение плагиоклаза и в меньшей степени оливина. В результате процессов дифференциации наблюдалось значительное обогащение пород редкими землями (кроме Eu) и Fe с одновременным уменьшением в них содержания Mg, Ni, Sr, Ca и Al. Наименее дифференцированный тип первичных магм может быть определен по более высоким содержаниям последних из указанных элементов и отсутствию аномальных количеств европия. Они содержат 16—18% Al_2O_3 ; 11—12% CaO;

¹ Gast [1968b]; Kay, Hubbard [1970]; Schilling [1971]; Frey, Haskin et al. [1968].

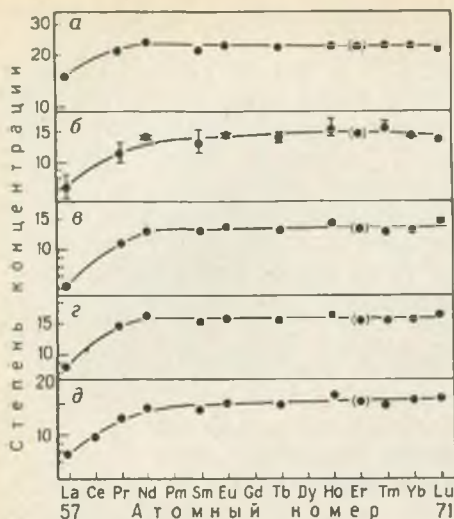


Рис. 5-4. Содержание редкоземельных элементов в подводных базальтах Тихого океана по отношению к обычным хондритам:

а — хр. Жуан-де-Фука, *б* — Восточно-Тихоокеанское поднятие, *в* — Чилийское поднятие, *г* — юго-восточная часть Тихого океана, *д* — Тихоокеанский — Антарктический хребет. По Шилингу [1971]

частичные (15—20%, в среднем 15%) расплавы пиролита.

В разд. 4-2 и 4-5 рассматривались химические и минералогические равновесия, имевшие место при образовании высокоглиноземистых магм океанических толентов. Было установлено, что в период их образования давление изменялось от 4 до 10 кбар, и остаточные минеральные ассоциации для большей части первичного типа океанических толентов состояли³ из оливина (F₀₉₀, 0,4% CaO) и энстатита (2,8% CaO; 5,4% Al₂O₃). Возможная остаточная минеральная ассоциация, вероятно, состояла бы из гарцбургита, содержащего 67% оливина и 33% ромбического пироксена. Соединив 83% гарцбургита с 17% первичного океанического толента, мы получаем модель пиролитового состава, приведенную в столбце 3 табл. 5-4. Этот состав хорошо согласуется с другими пиролитовыми моделями, хотя содержание CaO могло бы быть немного ниже. Это положение можно было бы исправить включением в остаточную тугоплавкую ассоциацию 5% слабоиз-

7,5—8,5% MgO; 7—9% FeO¹; 0,015—0,02% Ni; 0,012—0,018% Sr. Относительные содержания редких земель в этом виде базальтов большей частью в 10—15 раз превышают их количества в обычных хондритах².

В дальнейшем будет сделано допущение, что среднее содержание редких земель в магме первичных океанических толентов в 12 раз больше, чем в обычных хондритах. Это эквивалентно превышению содержания редких земель в пиролитовом составе, полученном из углеродисто-хондритовой модели Земли, в шесть раз (см. разд. 5-3 и табл. 5-3). Предположение о разделении редкоземельных элементов в магме во время частичного плавления пиролита означает, что первичные океанические толенты представляют собой

¹ Все железо присутствует в виде FeO.

² Некоторые распространенные континентальные толентовые магмы, например зоны закалки Бушвельдского и Стиллутерского комплексов, содержат редких земель только в 2—5 раз больше, чем хондриты [Frey et al., 1968].

³ Д. Грин и Рингвуд [1967]; Д. Грин, Т. Грин, Рингвуд [1967] и неопубликованные расчеты.

Состав пиrolитовой модели, полученной из первичного океанического толеита и комплементарного остаточного гарцбургита

Компоненты	Океанический толеит КД11*	Гарцбургит** (67% оливина и 33% ромбического пироксена)	Пиролит (17% КД11, 83% гарцбургита)***
SiO ₂	50,3	45,3	46,1
TiO ₂	1,2	—	0,2
Al ₂ O ₃	16,5	1,8	4,3
FeO	8,5	8,1	8,2
MgO	8,3	43,6	37,6
CaO	12,3	1,2	3,1
Na ₂ O	2,6	—	0,4
K ₂ O	0,2	—	0,03

* Горная порода КД11, выбранная Кеем, Хаббардом и Гастом [1970] как один из наиболее первозданных видов океанических толеитов.

** Д. Грин, Т. Грин, Рингвуд [1967] и неопубликованные расчеты. Содержания оливина и ортопироксена из составов экспериментальной близкой к ликвидусу фазы, наблюдаемой в обогащенных алюминием оливиновых толеитах при давлениях 5—9 кбар.

*** Все железо пересчитано на FeO.

весткового клинопироксена (18% CaO; 6,2% Al₂O₃) — предположение, которое соответствовало бы экспериментальным петрологическим выводам (см. разд. 4-2—4-5).

Переменив доказательства, приходим к заключению, что полученная из состава углеродистых хондритов пиrolитовая модель может обеспечить самостоятельное объяснение как химическим особенностям основных элементов, так и содержаниям редких земель в океанических толеитах.

Гаст [1968а, б] и Шиллинг [1971] подчеркивали значение уменьшения содержания легких редких земель (La, Ce и Pr), характерное для большинства, но не для всех океанических толеитов (см. рис. 5-4). Гаст показал, что при применении определенных способов нормализации в океанических толеитах обнаруживается соответствующее обеднение другими крупными катионами, например, Ba, Th, U, Rb и Cs. Это как раз те элементы, которыми очень обогащены высокощелочные базальты. Следовательно, для подобных элементов существует явная комплементарная связь между океаническими толеитами и щелочными базальтами.

Гастом было доказано, что исходный пиrolитовый материал океанических толеитов предварительно подвергся частичному плавлению, во время которого было удалено очень небольшое количество высокощелочного расплава, что вызвало примерно двукратное уменьшение содержания крупных катионов. Изучение изотопного состава свинца в базальтовых горных породах и районах их источников показывает, что предполагаемые процессы фракционирования не были изохронны с образованием океанических толеитов, т. е. уменьшения содержания крупных катионов

не были следствием одновременного с толентами выплавления щелочных базальтов, а появились в результате серии более ранних небольших эпизодов магматической дифференциации, включая отделение от мантии малых количеств высокощелочных магм. Возможно, подобные эпизоды периодически имели место в последние 2,5 млрд. лет¹.

5-5. ТЕРМАЛЬНАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ

В предыдущем разделе сделано заключение о том, что содержания нелетучих элементов в пиролите соответствуют модели Земли, образовавшейся из вещества, подобного углеродистым хондритам. Предполагалось, что имевшее место уменьшение количества окисленного железа во время образования Земли² из исходного материала такого характера способствовало возникновению металлической фазы, которая накапливалась в ядре, в то время как содержание более летучих, чем натрий, элементов сильно уменьшилось за счет процессов улетучивания.

Рингвуд [1960] привлек внимание к геотермальным последствиям избирательной потери калия. Тогда как в более ранних вариантах хондритовой модели Земли подразумевалось, что общее количество радиогенного тепла, полученного внутри Земли при распаде U, Th и K, равно суммарной потере тепла на поверхности (т. е. состоянии господствующего термального равновесия), потеря большей части земного калия означала, что полученное в Земле радиогенное тепло было меньше тепловых потерь и что, следовательно, Земля остывает.

В 1963 г. Тилтон и Рид отметили, что отношение K:U для подавляющего большинства слагающих Землю пород близко к 10 000; эта величина намного меньше, чем в хондритах, где она достигает 80 000. Они подчеркивали, что данное обстоятельство чрезвычайно важно для термальной истории Земли. Этот вопрос был более детально разработан в 1964 г. в двух одновременно опубликованных статьях.

Кларк и Рингвуд [1964] изучили отношение K:U и в слагающих Землю породах и пришли к выводу, что его среднее значение для системы верхняя мантия — кора изменялось от 10^4 до 2×10^4 , т. е. содержание калия в этой части Земли уменьшилось в 4—8 раз по сравнению с хондритами. Были выполнены детальные расчеты термального строения верхней мантии с использованием в качестве основного граничного условия эмпирического отношения K:U для слагающих Землю пород.

Вассербург и др. [1964] также пришли к выводу, что отношение K:U для Земли было близко к 10^4 и заострили внимание на геотермических последствиях. Однако дальнейшее развитие этих представлений обеими группами исследователей отличалось по многим важным вопросам.

¹ Gast [1968a, b].

² Larimer [1971].

С точки зрения Кларка и Рингвуда, Земля образовалась из хондритового вещества, но была селективно обеднена калием, сохранив в то же время хондритовые содержания урана и тория. Эта модель означает, что Земля остывала на протяжении большего времени своего существования и остывает в настоящее время. Разница между суммарным земным тепловым потоком и количеством обусловленного радиоактивностью тепла была примерно $0,5 \mu \text{ кал/см}^2 \text{ с}$. Недостаток должен был быть покрыт за счет земного «первоначального тепла», означая тем самым что вначале Земля образовалась в высокотемпературных условиях¹.

С другой стороны Вассербург и его сотрудники предпочли сохранить предположение, что радиогенное тепло образующееся внутри Земли, равно суммарному тепловому потоку. В этом случае для обеспечения отношения $K:U=10^4$ требуется, чтобы средние содержания урана и тория в Земле были примерно в три раза выше, чем в хондритах.

Раз уж отвергаются ранние версии² хондритовой модели Земли (как теперь принято всеми), то сохранение предположения о том, что суммарное радиогенное тепло внутри Земли равно потере его на поверхности вследствие передвижения электронов должно рассматриваться как недостаточно обоснованное. Тем не менее, это предположение может в какой-то мере подтверждаться соображениями нуклеосинтеза, согласно которым можно допустить, что первичные содержания урана и тория в Земле должны быть в 2—4 раза выше, чем в углеродистых хондритах³. Однако скорее всего эти расчеты содержат довольно большие неточности. Кроме того, они основываются на предположении, что количество других нелетучих элементов (например, редкоземельных) в хондритах аналогично их первоначальному содержанию.

Трудно предположить, с помощью каких возможных космохимических процессов можно было бы объяснить такую степень фракционирования урана и тория по сравнению с редкими землями как в хондритах, так и в Земле.

Модель Вассербурга и др. о равновесном производстве тепла означает, что доля участия «первоначального тепла» нерадиогенного деривата в современном земном тепловом потоке «ничтожна»⁴, что в действительности, как противопоставление модели Кларка — Рингвуда, требует «холодного» происхождения Земли.

Имеется противоположный способ рассматривания, основанный на первоначальной температуре Земли. «Горячее» происхождение Земли было бы предпочтительным для хондритовой модели, так как в этом случае значительная часть современного теплового потока должна была бы состоять из первоначального тепла, перенесенного конвекцией внутри мантии. С другой стороны, под-

¹ Ringwood [1960, 1962b].

² Urey [1956]; Birch [1965].

³ Wasserburg, MacDonald et al. [1964].

⁴ MacDonald [1964, 1965].

тверждение «холодного» происхождения подразумевало бы модель с более высокими, чем у хондритов, содержаниями урана и тория.

В 1950 г. теория холодного происхождения нашла широкую поддержку у геохимиков и астрофизиков¹. Однако более поздние разработки подвергли критике эту точку зрения². Геохимические доводы в пользу первоначально холодной Земли больше не кажутся убедительными. Были приведены веские доказательства того, что образование ядра произошло в начале развития Земли, вероятнее всего, в пределах 10^8 лет ее существования. Этот процесс был высоко экзотермичным вследствие выделения гравитационной потенциальной энергии, которая вызвала средний подъем температуры примерно на 2000°C , что в свою очередь привело к широко распространенному раннему частичному плавлению внутри Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ahrens L. H. (1970). The composition of stony meteorites (IX). *Earth Planet. Sci. Letters* 10, 1—6.
- Allsop H. L., L. O. Nicolaysen, and P. Hahn—Weinheimer (1968). Rb/K ratios and Sr isotopic compositions of minerals in eclogitic and peridotitic rocks. *Earth Planet. Sci. Letters* 5, 231—244.
- Anders E. (1964). Origin, age and composition of meteorites. *Space Sci. Rev.* 3, 583—714.
- Anders E. (1971a). Meteorites and the early solar system. *Ann. Rev. Astron. Astrophys.* 9, 1—34.
- Anders E. (1971b). How well do we know „cosmic“ abundances? *Geochim. Cosmochim. Acta* 35, 516—522.
- Berg G. W. (1968). Secondary alteration in eclogites from kimberlite pipes. *Am. Min.* 53, 1336—1346.
- Birch F. (1958). Differentiation of the mantle. *Bull. Geol. Soc. Am.* 69, 483—486.
- Birch F. (1965). Speculations on the earth's thermal history. *Bull. Geol. Soc. Am.* 76, 133—154.
- Bowen M. (1928). „The Evolution of the Igneous Rocks“. Princeton Univ. Press, Princeton, N. J. 332 pp.
- Carter J. L. (1970). Mineralogy and chemistry of the earth's upper mantle based on the partial fusion—partial crystallization model. *Bull. Geol. Soc. Am.* 81, 2021—2034.
- Clark S. P., and A. E. Ringwood (1964). Density distribution and constitution of the mantle. *Rev. Geophys.* 2, 35—88.
- Drever H. I., and R. Johnston (1958). The petrology of picritic rocks in minor intrusions—a Hebrædaen group. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh* 63, 459—499.
- Drever H. I., and R. Johnston (1967). Picritic minor intrusions. In: P. J. Wyllie (ed.), „Ultramafic and Related Rocks“, pp. 71—82. Wiley, New York.
- Elsasser W. M. (1963). Early history of the earth. In: J. Geiss and E. Goldberg (eds.), „Earth Science and Meteoritics“, pp. 1—30. North—Holland, Amsterdam.
- Frey F. (1969). Rare earth abundances in a high—temperature peridotite intrusion. *Geochim. Cosmochim. Acta* 33, 1429—1447.
- Frey F. (1970a). Rare earth abundances in Alpine ultramafic rocks. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 323—330.

¹ Urey [1952, 1957, 1962]; Schmidt [1958].

² Ringwood [1960; 1966a, b]; Elsasser [1963]; Birch [1965]; Hanks, Anderson [1969].

Frey F. (1970b) Rare earth and potassium abundances in St. Paul's Rocks. *Earth Planet. Sci. Letters* 7, 351—360.

Frey F., L. A. Haskin, and M. Haskin (1971). Rare earth abundances in some ultramafic rocks. *J. Geophys. Res.* 76, 2057—2070.

Frey F., M. Haskin, J. Poeltz, and L. A. Haskin (1968). Rare earth abundances in some basic rocks. *J. Geophys. Res.* 73, 6085—6098.

Gass I. G. (1958). Ultrabasic pillow lavas from Cyprus. *Geol. Mag.* 95, 241—251.

Gast P. W. (1960). Limitations on the composition of the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 65, 1287—1297.

Gast P. W. (1968a). Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta* 32, 1057—1086.

Gast P. W. (1968b). Upper mantle chemistry and evolution of the earth's crust. In: R. Phinney (ed.), „History of the Earth's Crust“, pp. 15—27. Princeton Univ. Press, Princeton, N. J.

Gast P. W. (1972). The chemical composition of the earth, the moon and chondritic meteorites. In: E. C. Robertson (ed.), „The Nature of the Solid Earth“, pp. 19—40. McGraw—Hill, New York.

Glikson A. Y. (1970). Geosynclinal evolution and geochemical affinities of early Precambrian systems. *Tectonophysics* 9, 397—433.

Green D. H. (1964). The petrogenesis of the high—temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall. *J. Petrol.* 5, 134—188.

Green D. H. (1967). High temperature peridotite intrusions. In: P. J. Wyllie (ed.), „Ultramafic and Related Rocks“, pp. 212—222. Wiley, New York.

Green D. H. (1970). The origin of basaltic and nephelinitic magmas. *Trans. Leicester Literary Phil. Soc.* 64, 26—54.

Green D. H. (1972a). Magmatic activity as the major process in chemical evolution of the earth's crust and mantle. *Tectonophysics* 13, 47—71.

Green D. H. (1972b). Archaen greenstone terrains: possible terrestrial equivalents of lunar maria. *Earth Planet. Sci. Letters* 15, 263—270.

Green D. H., J. Morgan, and K. Heier (1968). Thorium, uranium and potassium abundances in peridotite inclusions and their host basalts. *Earth Planet. Sci. Letters* 4, 155—166.

Green D. H., I. A. Nicholls, M. H. Viljoen, and R. P. Viljoen (1972). Experimental study of extremely high temperature ultramafic extrusions. (In press.)

Green D. H., and A. E. Ringwood (1963). Mineral assemblages in a model mantle composition. *J. Geophys. Res.* 68, 937—945.

Green D. H., and A. E. Ringwood (1967). The genesis of basaltic magmas. *Contr. Mineral. Petrol.* 15, 103—190.

Green T. H., D. H. Green, and A. E. Ringwood (1967). The origin of high—alumina basalts and their relationships to quartz tholeiites and alkali basalts. *Earth Planet. Sci. Letters* 2, 41—51.

Hamilton W., and W. Mountjoy (1965). Alkali content of alpine ultramafic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* 29, 661—671.

Hanks T. C., and D. L. Anderson (1966). The early thermal history of the earth. *Phys. Earth Planet. Interiors* 2, 19—29.

Harris P. G., A. Reay, and I. G. White (1967). Chemical composition of the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 72, 6359—6369.

Heier K. S. (1963). Uranium, thorium and potassium in eclogitic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* 27, 849—860.

Hess H. H. (1964). The oceanic crust, the upper mantle, and the Mayaguez serpentinized peridotite. In: C. A. Burk (ed.), „A Study of Serpentinite“, pp. 169—175. *Nat. Acad. Sci.—Nat. Res. Coun. Publ.* 1188.

Ito K., and G. C. Kennedy (1967). Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kilobars. *Am. J. Sci.* 265, 519—538.

Kay R. W. (1971). The rare earth geochemistry of alkaline basaltic volcanics. Ph. D. Thesis, Columbia University.

Kay R. W., N. J. Hubbard, and P. W. Gast (1970). Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. *J. Geophys. Res.* 75, 1585—1613.

Kuno H., and *K. Aoki* (1970). Chemistry of ultramafic nodules and their bearing on the origin of basaltic magmas. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 273—301.

Kushiro I., and *H. Kuno* (1963). Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. *J. Petrol.* 4, 75—89.

Larimer J. (1971). Composition of the earth: chondritic or achondritic? *Geochim. Cosmochim. Acta* 35, 769—786.

Larimer J., and *E. Anders* (1967). Chemical fractionations in meteorites II. *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, 1239—1270.

Larimer J., and *E. Anders* (1970). Chemical fractionations in meteorites III. *Geochim. Cosmochim. Acta* 34, 367—388.

Lovering J. F. (1958). The nature of the Mohorovicic Discontinuity. *Trans. Am. Geophys. Union* 39, 947—955.

Macdonald G. J. F. (1959). Chondrites and the chemical composition of the earth. In: *P. Abelson* (ed.), „Researches in Geochemistry“, pp. 476—494. Wiley, New York.

Macdonald G. J. F. (1964). Dependence of the surface heat flow on the radioactivity of the earth. *J. Geophys. Res.* 69, 2933—2946.

Macdonald G. J. F. (1965). Geophysical deductions from observations of surface heat flow. In: *Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph* 8, pp. 191—210.

Macdonald G. J. F., and *L. Knopoff* (1958). The chemical composition of the outer core. *Geophys. J.* 1, 284—297.

Manton W. I., and *M. Tatsumoto* (1971). Some Pb and Sr isotopic measurements on eclogites from the Roberts Victor mine, South Africa. *Earth Planet. Sci. Letters* 10, 217—226.

Mason B. (1960). The origin of meteorites. *J. Geophys. Res.* 65, 2965—2970.

Mathias M., *J. C. Siebert*, and *P. C. Rickwood* (1970). Some aspects of the mineralogy and petrology of ultramafic xenoliths in kimberlite. *Contr. Mineral. Petrol.* 26, 75—123.

Moore E. M. (1970). Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of northern Greece. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 118, 1—74.

Naldrett A. J., and *G. D. Mason* (1968). Contrasting Archaean ultramafic igneous bodies in Dundonald and Clergue Townships, Ontario. *Can. J. Earth Sci.* 5, 111—143.

Nesbitt R. W. (1972). Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn block, Western Australia; evidence for an Archaean ultramafic liquid. *Geol. Soc. Australia Spec. Pub.* 3, pp. 331—350.

O'Hara M. J. (1968). The bearing of phase equilibria on synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. *Earth Sci. Rev.* 4, 69—133.

Oversby V. M., and *A. E. Ringwood* (1971). Time of formation of the earth's core. *Nature* 234, 463—465.

Reed G. W., *K. Kigoshi*, and *A. Turkevich* (1960). Determinations of concentrations of heavy elements in meteorites by activation analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 20, 122—140.

Rickwood P. C., *M. Mathias*, and *J. C. Siebert* (1968). A study of garnets from eclogite and peridotite xenoliths found in kimberlite. *Contr. Mineral. Petrol.* 19, 271—301.

Ringwood A. E. (1958). Constitution of the mantle (3); Consequences of the olivinespinel transition. *Geochim. Cosmochim. Acta* 15, 195—212.

Ringwood A. E. (1959). On the chemical evolution and densities of the planets. *Geochim. Cosmochim. Acta* 15, 257—283.

Ringwood A. E. (1960). Some aspects of the thermal evolution of the earth. *Geochim. Cosmochim. Acta* 20, 241—259.

Ringwood A. E. (1961). Chemical and genetic relationships among meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 24, 159—197.

Ringwood A. E. (1962a). A model for the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 67, 857—866.

Ringwood A. E. (1962b). A model for the upper mantle, 2, *J. Geophys. Res.* 67, 4473—4477.

- Ringwood A. E.* (1962c). Present status of the chondritic earth model. In: C. B. Moore (ed.), „Researches in Meteorites“, pp. 198—216. Wiley, New York.
- Ringwood A. E.* (1966a). The chemical composition and origin of the earth. In: P. Hurley (ed.), „Advances in Earth Science“, pp. 287—356. M. I. T. Press, Cambridge, Mass.
- Ringwood A. E.* (1966b). Chemical evolution of the terrestrial planets. *Geochim. Cosmochim. Acta* 30, 41—104.
- Ringwood A. E.* (1966c). Genesis of chondritic meteorites. *Rev. Geophys.* 4, 113—175.
- Rubey W. W.* (1951). Geologic history of sea water. *Bull. Geol. Soc. Am.* 62, 1111—1147.
- Safronov V. S.* (1959). On the primeval temperature of the earth. *Bull. Acad. Sci. USSR., Geophys. Ser. No. 1*, 85—89.
- Schilling J. G.* (1971). Sea—floor evolution: rare earth evidence. *Phil. Trans. Roy. Soc. London A268*, 663—706.
- Schmidt O. Y.* (1958). „A Theory of the Origin of the Earth: Four Lectures“, pp. 1—138. Foreign Languages Publishing House, Moscow; Lawrence and Wishart, London (1959).
- Stueber A. M., and V. R. Murthy* (1966). Strontium isotope and alkali element abundances in ultramafic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* 30, 1243—1259.
- Tilton G. R., and G. W. Reed* (1963). Radioactive heat production in eclogite and some ultramafic rocks. In: J. Geiss and E. Goldberg (eds.), „Earth Science and Meteorites“, pp. 31—43. North—Holland, Amsterdam.
- Urey H. C.* (1952). „The Planets“. Yale Univ. Press, New Haven, Conn. 245 pp.
- Urey H. C.* (1956). The cosmic abundances of potassium, uranium, and thorium, and the heat balances of the earth, the moon and Mars. *Proc. Nat. Acad. Sci. U. S.* 42, 889—891.
- Urey H. C.* (1957). Boundary conditions for the origin of the solar system. In: L. Ahrens, F. Press, K. Rankama, and S. K. Runcorn (eds.), „Physics and Chemistry of the Earth“, vol. 2, pp. 46—76. Pergamon, London.
- Urey H. C.* (1962). Evidence regarding the origin of the earth. *Geochim. Cosmochim. Acta* 26, 1—13.
- Viljoen R. R., and M. J. Viljoen* (1969a). Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the Komati Formation of the Onverwacht Group. *Geol. Soc. S. Africa Spec. Pub.* 2, 87—112.
- Viljoen R. P., and M. J. Viljoen* (1969b). Evidence for the composition of the primitive mantle and its products of partial melting, from a study of the rocks of the Barberton Mountain Land. *Geol. Soc. S. Africa Spec. Pub.* 2, 275—295.
- Wager I. R.* (1958). Beneath the earth's crust. *Advanc. Sci.* 58, 1—14. (Presidential address to Section C, British Association for the Advancement of Science.)
- Wasserburg G. J., G. J. F. Macdonald, F. Hoyle, and W. A. Fowler* (1964). Relative contributions of uranium, thorium and potassium to heat production in the earth. *Science* 143, 465—467.
- White R.* (1966) Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii. *Contr. Mineral. Petrol.* 12, 245—314.
- Wiik H. B.* (1956). The chemical composition of some stony meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 2, 91—117.
- Wyllie P. J.* (1970). Ultramafic rocks and the upper mantle. *Mineral. Soc. Am. Spec. Paper* 3, 3—32.

Глава 6

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

6-1. СЕЙСМИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Примерно до 1960 г. распределения сейсмических скоростей в верхней мантии получались из времени пробега внутренних волн. Особенно широко использовались распределения скоростей

в мантии по Джеффрису и Гутенбергу (см. рис. 0-1). Согласно Гутенбергу, в верхней мантии имеется слой низких скоростей (*LV*), тогда как Джеффрис отрицает это.

После 1960 г. новая технология, основанная на дисперсии поверхностных волн и данных свободных колебаний, значительно продвинула вперед знания об этом участке мантии. В результате использования точно рассчитанных по времени и размещению источников взрыва наряду с большим числом улучшенных сейсμοприемников достигнуты соответствующие усовершенствования в сейсмологии внутренних волн. С помощью новых методов были объяснены расхождения между интерпретациями Гутенберга и Джеффриса.

Основной результат этих работ — обнаружение повсеместных региональных различий в профилях сейсмических скоростей внутри верхней мантии между континентами и океанами, а также в пределах континентов и океанов. Эти различия распространялись до глубины не менее 400 м.

Распределения сейсмических скоростей вначале были определены Гутенбергом по данным, собранным в западных районах США, а затем было подтверждено, что здесь имеются хорошо выделяющиеся слои низких скоростей для *P*- и *S*-волн. В соответствии с интерпретацией Джеффриса, в стабильных континентальных районах (например, на востоке США и Канадском щите), по-видимому, отсутствовал слой низких скоростей для *P*-волн.

Важным итогом явилось подтверждение в качестве общей особенности верхней мантии наличие слоя низких скоростей для *S*-волн. Однако в разных районах структура скорости и глубина этого волновода сильно варьируют, но различия значительно менее заметны под древними щитами. Гутенбергом [1959] сделана имеющая практическое значение сводка более ранних данных относительно существования слоя низких скоростей под западными районами США.

Обсуждать профили сейсмических скоростей лучше на основе региональной классификации, включающей океанические, стабильные континентальные (щиты) и тектонически активные регионы. Эта классификация неизбежно упрощена, и в ней следовало бы учесть некоторые более мелкие подразделения вышеуказанных крупных регионов¹. В частности, тектонически активные регионы включают ряд различных геолого-геофизических областей, например островные дуги, континентальные окраины тихоокеанского типа и альпийские горные пояса. Для наших задач в эту категорию срединно-океанические хребты не включаются, их строение рассматривалось в разделе 2-3.

Для расчета фазовых скоростей, соответствующих определенным выше «чистым» регионам, Токсёз и Андерсон [1966] использовали фазовые скорости волн Лява в мантии, которые пересекали ряд больших круговых траекторий, захватывающих различные

¹ Brune [1969].



Рис. 6-1. Кривые дисперсий чистых траекторий волн Лява для океанических и тектонически активных регионов, а также для докембрических щитов.

Чистые траектории получены из наблюдаемых данных по сложным траекториям. По Токсёзу и Андерсону [1966]

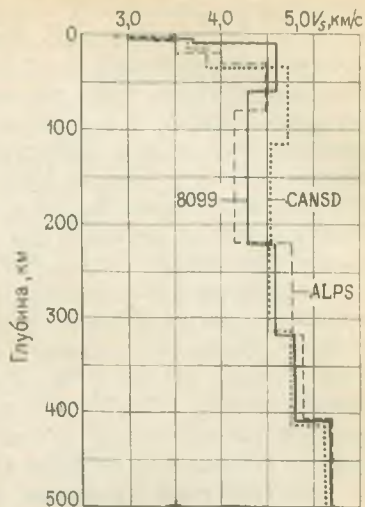


Рис. 6-2. Три вида скоростей поперечных волн (V_s) в верхней мантии, полученных из дисперсии волн Релея.

По Дорману [1969].

Структуры: CANSND—Канадского щита, по Брюну и Дорману [1969]; 8099—океаническая по Дорману и др. [1960]; ALPS—европейских Альп. По Сидлу и др.

части океанических и тектонически активных регионов, а также щитов. На рис. 6-1 наглядно отражены региональные различия на структурах в скоростях. На рис. 6-2 показаны профили скоростей поперечных волн для некоторых регионов.

Устойчивые континентальные регионы. Самые высокие средние скорости распространения сейсмических волн в верхней мантии проявляются под докембрическими щитами (см. рис. 6-1 и 6-2). Под Канадским щитом имеется мощная «крышка» примерно с постоянными скоростями S -волн, ниже которой эти скорости немного уменьшаются. Скорости P -волн под щитами и другими устойчивыми континентальными регионами обычно не бывают минимальными¹. Они изменяются от 8,1 до 8,5 км/с, но имеются данные о небольшом их увеличении с глубиной². По сравнению с другими провинциями затухание S_N и P_N -внутренних волн на щитах значительно больше. Для P - и S -волн характерно раннее прибытие на сейсмостанции в пределах щитов, что объясняется относительно высокими скоростями их распространения в верхней мантии³.

Океанические регионы (без срединно-океанических хребтов и систем островных дуг—глубоководных желобов). С помощью поверхностных волн на глубинах 70 и 200 км обнаружен хорошо

¹ Brune, Dorman [1963]; Doyle [1957]; Roller, Jackson [1966]; Hales, Cleary et al. [1968].

² D. Green, Hales [1967].

³ Hales, Doyle [1967]; Cleary, Hales [1966].

ограниченный слой со скоростью в волноводе¹ около 4,3 км/с (слой низких скоростей). Еще нет окончательного решения о его детальном строении, и колебания минимальной скорости внутри волновода могут быть объяснены соответствующими изменениями мощности слоя. Существует несколько сейсмограмм, свидетельствующих о сильном затухании возникших вследствие взрывов внутренних S_N -волн². Ограничены данные о времени пробега P -волн. Исследования амплитуды колебаний вдоль профиля в Мексиканском заливе³ показали наличие слоя низких скоростей между глубинами около 100 и 200 км.

Океанический слой низких скоростей перекрывается «крышкой» высоких скоростей⁴ мощностью примерно 70 км, где скорости P -волн обычно изменяются от 7,9 до 8,5 км/с, при средних скоростях S -волн 4,6 км/с. В «крышке» скорости P -волн немного увеличиваются с глубиной⁵. Дно «крышки» выделяется довольно резким уменьшением скоростей S -волн, достигающим минимального значения в волноводе 4,3 км/с.

Тектонически активные регионы. Западная часть США представляет собой наиболее интенсивно изученный тектонически активный регион. Исследования внутренних волн показывают существование слоев низких скоростей как для P -, так и для S -волн⁶ Аршамбо и др. [1969], используя обширные данные по спектральным амплитудам и временам пробега (включая более позднее вступление и запаздывания времени пробега), тщательно изучили распределение скорости P -волны и пришли к заключению, что в большинстве регионов присутствует «крышка» мощностью от 10 до 50 км, а скорости близки к 8,0 км/с. Ниже «крышки» скорость, вероятно, резко уменьшается до среднего минимального значения 7,7 км/с (рис. 6-3). Основание слоя низких скоростей на глубине около 150 км, возможно, также характеризуется положительными градиентами скоростей⁷. В провинции Бассейнов и Хребтов «крышка» отсутствует, и слой низких скоростей распространяется до границы Мохоровичича.

Наттли и Болт [1969] проанализировали запаздывания пробега P -волн как функции азимута источника и получили поразительные данные о крупных местных изменениях мощности и глубины слоя низких скоростей. По их сведениям, минимальная скорость P -волн в волноводе составляет только 7,2 км/с. Волновод низких скоростей перекрывается «крышкой» мощностью от 45 до 95 км и с $V_p = 7,9$ км/с.

Брукс [1962] доказал существование слоя низких скоростей как для P -, так и для S -волн во вторично тектонически активной

¹ Dorman, Ewing et al. [1960].

² Doyle, Webb [1963].

³ Halls, Hellsley et al. [1970].

⁴ Kanamori, Press [1970].

⁵ Helmberger, Morris [1969].

⁶ Gutenberg [1959].

⁷ См. также Johnson [1967].

зоне в регионе Новая Гвинея — Соломоновы острова. По сравнению с западными областями США, здесь волновод имеет большую мощность и меньшие минимальные скорости. Наименьшая скорость для *P*-волн на глубине 120 км достигает примерно 7,5 км/с, в то время как скорость *S*-волн на той же глубине приблизительно 4,2 км/с.

На профиле для субальпийских регионов (см. рис. 6-2) видно, что средняя минимальная скорость для *S*-волн здесь ниже наблюдаемой под океаническими регионами. Дальнейшие детальные исследования¹ показали, что в тектонически активных регионах существуют значительные локальные изменения профилей скорости. Волновод с минимальной скоростью *S*-волн 4,10 км/с был обнаружен в западной части Средиземного моря с возможным протяжением под Альпы. Этот волновод перекрывается «крышкой» различной мощности со скоростями *P*- и *S*-волн 8,15 и 4,8 км/с соответственно.

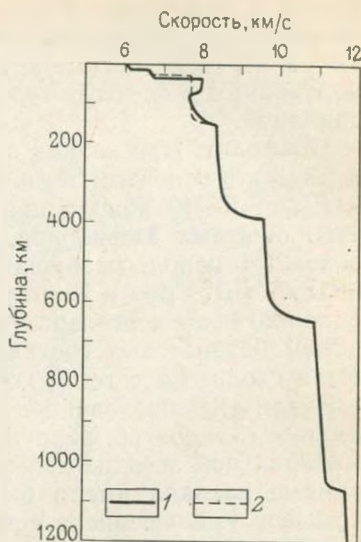


Рис. 6-3. Скоростная модель сжимающейся верхней мантии для тектонических провинций континентальных районов США.

По Аршамбо, Флинну и Ламберту [1969].
1 — провинция Бассейнов и Хребтов (профиль с юга на восток, Шоал-Фэллон); 2 — провинция Колорадского плато — Скалистых гор (профиль с юга на восток, Билби)

6-2. ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Химическая зональность верхней мантии рассматривалась в разделе 5-1, где был сделан вывод, что основная структура представлена слоем различной мощности тугоплавкого перидотита, переходящего внизу в пиролит (см. рис. 5-1). Важным свойством близких к пиролитовому составу горных пород является их способность кристаллизоваться в виде четырех различных минеральных ассоциаций² следующим образом.

Оливин + амфибол : амфиолит.

Оливин + пироксены с низким содержанием Al + плагиоклаз : плагиноклазовый пиролит.

Оливин + высокоглиноземистые пироксены ± шпинель : пироксеновый пиролит.

Оливин + пироксены с низким содержанием алюминия + гранат существенно пиропового состава : гранатовый пиролит.

Эти минеральные ассоциации обладают заметно отличающимися физическими свойствами (см. табл. 6-1), что явно свидетель-

¹ Berry, Knopoff [1967].

² Ringwood [1962a, b]; D. Green, Ringwood [1963].

ствует о различных $P-T-P_{H_2O}$ -условиях кристаллизации и равновесия. Данное положение увеличивает вероятность существования в верхней мантии крупной минералогической зональности, контролируемой полями устойчивости указанных минеральных ассоциаций.

Амфолит. При низких давлениях устойчивость амфиболов определяется в основном температурой и давлением воды. При $P_{H_2O} = P_{нагр.} = 2-10$ кбар и при температурах около 1000°C большинство обычных амфиболов, характерных для основных и ультраосновных пород, разрушаются до безводных минеральных ассоциаций¹. Д. Грин и Рингвуд [1967a] доказали, что при давлениях более 20 кбар и температуре 1100°C амфибол в обогащенных оливином базальтовых составах неустойчив, причем давления воды были сходными с теми, которые при давлениях от 10 до 15 кбар вызвали его образование. Это означало, что при данных условиях амфибол, вероятно, разрушился бы до более плотной эклогитовой минеральной ассоциации + вода, и при давлениях от 15 до 20 кбар кривые распада имели бы отрицательные наклоны, поскольку большое уменьшение в специфическом объеме воды при высоком давлении изменило бы Δv реакции амфибол \rightleftharpoons эклогитовая ассоциация + H_2O с положительной на отрицательную. Д. Грин и Рингвуд также отметили, что подобные взаимосвязи неизбежно означают предел для распространения амфибола в верхней мантии.

Предполагаемая неустойчивость амфиболов при высоких давлениях была подтверждена Ламбертом и Вилли [1968], которые продемонстрировали, что отделившийся от гранодиорита амфибол при давлении 25 кбар и температуре 750°C в присутствии избыточной воды превратился в гранат и пироксен. Аналогичные результаты были получены Гильбертом [1969] для серии искусственных конечных членов ряда амфиболов.

Позже появились сообщения о нескольких исследованиях поля устойчивости амфиболов в основных² и ультраосновных³ породах. Границы полей устойчивости в районе субсолидуса точно не установлены, так как равновесия инерционны и трудно поддаются изменению.

На рис. 4-6 и 6-4 изображено простирающееся до солидуса (0,1% H_2O) поле устойчивости амфиболов в пиролите, содержащем 0,1% воды. Как упоминалось выше, амфиболы неустойчивы при давлениях 25—30 кбар в условиях субсолидуса в широком диапазоне температур. Пределы устойчивости ограничивают обширную область в верхней мантии, протягивающуюся до глубины около 90 км, в которой при температурах ниже 1100°C амфолитовая ассоциация могла бы быть устойчивой. Таким образом, поле устойчивости амфолита в значительной мере перекрывает

¹ Ernst [1968].

² Lambert, Willi [1970a, b]; Essene, Hensen et al. [1970]; Hill, Boettcher [1969].

³ D. Green, Ringwood [1970]; Kushiro [1970]; D. Green [1973].

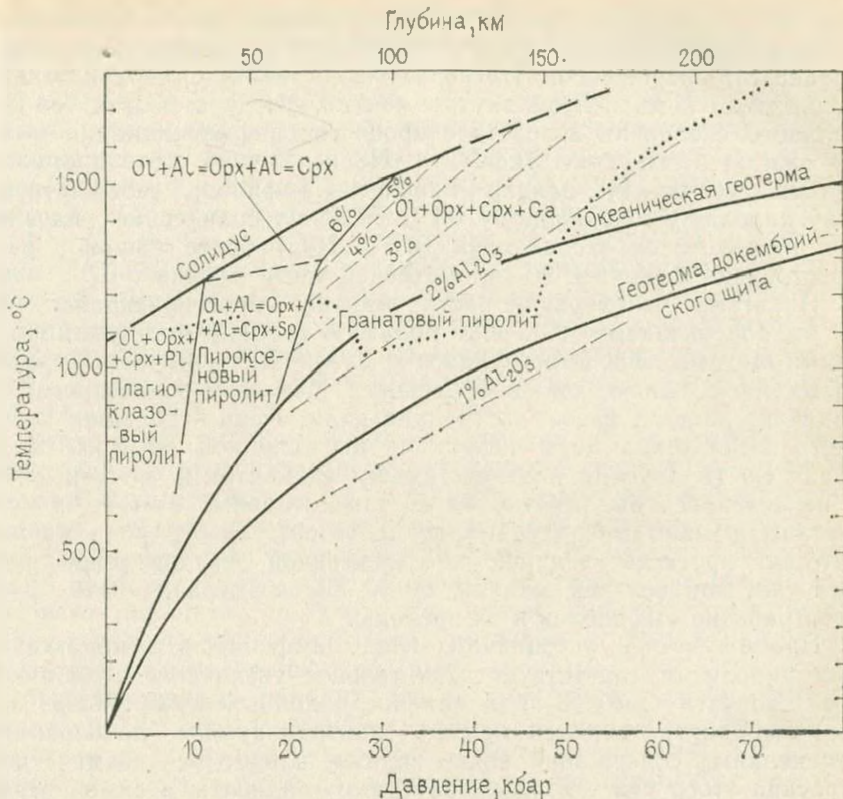


Рис. 6-4. Диаграмма, иллюстрирующая P - T -области для пироксеновых минеральных ассоциаций.

По Д. Грину и Рингвуду [1967b].

Значения 1, 2% и т. д. Al_2O_3 относятся к содержанию Al_2O_3 в ортопироксене, находящемся в равновесии с гранатом в поле гранатового пиролита. Океанические геотермы и геотермы докембрийских щитов даны по Кларку и Рингвуду [1964]. Точечная линия — солидус для пиролита, содержащего 1% воды (из рис. 4-6). Сокращения Ol — оливин; Al=Orpx — глиноземистый ромбический пироксен; Al=Cpx — глиноземистый моноклинический пироксен; Sp — шпинель; Pl — плагиоклаз; Ga — гранат

поле устойчивости ассоциаций безводного плагиоклаза и пироксенового пиролита.

Фактическое распространение амфилитовой ассоциации в верхней мантии будет строго контролироваться количеством присутствующей воды. Для полной кристаллизации в ассоциацию оливин+амфибол требуется, чтобы содержание воды в пиролите составляло примерно 0,3—0,4%. При преобладающем среднем содержании воды в первичном пиролите 0,1% (см. раздел 4-5) ее будет недостаточно для перехода всех пироксенов в амфиболы, поэтому образуются промежуточные ассоциации оливин+амфибол+пироксен.

Идеальная амфилитовая ассоциация, вероятно, встречается в тех частях мантии, где до некоторой степени сконцентрирова-

лась вода, например в клиньях, перекрывающих зоны Бенюфа, и, возможно, в самом верхнем участке мантии непосредственно ниже границы Мохоровичича. Поскольку вода является сравнительно подвижным компонентом внутри мантии, всюду в местах ее локального скопления вследствие процессов дифференциации можно ожидать появления амфолита. Не исключено, что промежуточная ассоциация оливин+пироксен+амфибол, соответствующая пиролиту, содержащему 0,1% воды, по сравнению с идеальной амфолитовой ассоциацией (0,3% H₂O) более широко распространена в верхней 90-километровой части мантии.

Полагают, что верхняя часть мантии, простирающаяся на 90 км под океанами и на еще большую глубину под докембрийскими щитами, вследствие удаления различных количеств базальтовых магм сильно фракционирована. Поскольку вода строго ограничена жидкой фазой, экстракция даже очень небольших количеств базальтовых магм послужила бы причиной сильного обеднения ею (и другими несовместимыми элементами) мантии, хотя и не сказалась бы заметно на составе основных элементов (ср. составы высокотемпературных перидотитов). Такого рода магматические процессы, ведущие к эффективной дегидратации крупных участков верхней мантии, будут сильно ограничивать распространение амфиболов в их пределах.

Промежуточной ассоциации между амфолитом и пироксеновым пиролитом сопутствует значительное увеличение сейсмической скорости (табл. 6-1), а наличие подобных минеральных ассоциаций внутри верхней мантии, контролируемое небольшими изменениями содержания воды, видимо, влияет на сейсмическое строение этого участка. Температурные градиенты в самой верх-

Таблица 6-1

Расчетные плотности и скорости *P*-волн при атмосферных температуре и давлении для пиролитовых минеральных ассоциаций, а также для перидотита и дунита, По Рингвуду [1966]

Горная порода	Плотность, г/см ³	<i>V_p</i> , км/с
Амфолит *	3,27	7,98
Плагноклазовый пиролит	3,26	8,01
Пироксеновый пиролит	3,33	8,18
Гранатовый пиролит	3,38	8,38
Перидотит **	3,31	8,32
Дунит	3,32	8,48

* 35% амфибола.

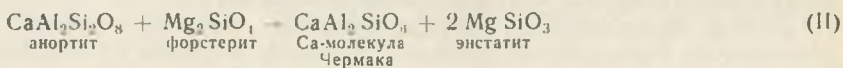
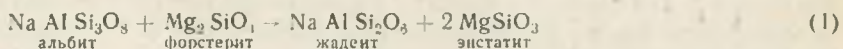
** 20% ромбического пироксена.

ней части (70 км) океанической верхней мантии достаточно велики, чтобы вызвать уменьшение скоростей распространения сейсмических волн с глубиной при условии однородности этого слоя¹. Однако в этом слое наблюдалось и увеличение сейсмических скоростей с глубиной², что свидетельствует о наличии минеральной неоднородности. Вполне возможно, что это происходит вследствие уменьшения содержания амфиболов на большей глубине, причиной чего является соответствующее снижение количества воды³.

В пределах данного слоя амфолит ($V_p=8,0$ км/с) с увеличением глубины постепенно перешел бы в пироксеновый пиrolит ($V_p=8,2$ км/с). Наоборот, если вода присутствует в достаточном (0,3%) количестве для сохранения устойчивости амфолита до глубины 60—70 км, а ниже ее содержание уменьшается хотя бы до 0,1%, в этом случае амфолит переходит в гранатовый пиrolит ($V_p\sim 8,4$ км/с).

Хейлс и др. [1970] на глубине примерно 60 км под Мексиканским заливом отметили быстрое увеличение скорости распространения P -волн (от 8,1 до 8,6 км/с). Это увеличение и положение раздела, видимо, соответствовали переходу амфолита в гранатовый пиrolит. В данном случае абсолютные скорости несколько выше предполагаемых для модельных составов амфолита и гранатового пиrolита, но, учитывая разные причины искажения (включая возможную анизотропию мантии и наклон раздела), расхождение не является серьезным.

Плагноклазовый пиrolит. На рис. 6-4 поле устойчивости пиrolита представлено оливином, диоксидовым пироксеном и ортопироксеном (с пониженным содержанием алюминия), а также плагноклазом. С ростом давления плагноклаз становится неустойчивым и распадается согласно нижеприведенным упрощенным равновесным реакциям:



Жадеит и молекула Чермака входят в состав твердых растворов пироксенов. Таким образом, в конечном результате за счет плагноклаза образуются омфациит и глиноземистый пироксен.

Для систем Fo—An, Fo—An, оливин (Fo₉₂)—лабрадорит (Ab₄₁—An₅₉) и для пиrolитового состава были исследованы реакции между оливином и плагноклазом с получением глиноземистых пироксенов ± шпинель⁴. Эти результаты вместе с полученным из системы Fo—An градиентом послужили основанием для изображенной на рис. 6-4 границы.

¹ Birch [1952]; Gutenberg [1959].

² Shurbet [1964]; Helmberger, Morris [1969].

³ Ringwood [1962b, 1966].

⁴ Kushiro, Yoder [1966]; D. Green, Hibberson [1970].

Исследования показывают, что плагиоклазовый пиролит в качестве устойчивой ассоциации мантии при обычных температурных градиентах не будет существовать ни в континентальных, ни в океанических регионах. Но он может присутствовать в областях, характеризующихся особенно высокими тепловыми потоками и маломощной корой, где близкие к солидусу температуры достигаются на глубинах 25—35 км. К регионам, где плагиоклазовый пиролит может играть значительную роль, относятся срединно-океанические хребты, провинция Бассейнов и Хребтов на юго-западе США; его присутствие также возможно и под такими эволюционирующими структурами островных дуг, к которым принадлежит Япония. Наблюдаемые в этих регионах низкие скорости распространения сейсмических волн в мантии могут быть частично обусловлены присутствием плагиоклаза, хотя возможно, что и другие факторы (высокие температуры и частичное плавление) являются здесь не менее важными (см. раздел 6-3).

Для зональной пиролитовой модели (см. рис. 5-1 и 6-4) Склейтером и Франшето [1970] была изучена взаимосвязь между термальным строением и высотой срединно-океанических хребтов. Как только была учтена возможность фазовых изменений в пиролите, в особенности наличие простирающейся на глубину 35 км под хребтами¹ зоны плагиоклазового пиролита, было получено полное соответствие между расчетными и наблюдаемыми результатами. Переходы между пиролитовыми минеральными ассоциациями получили объяснение примерно для 20% общей высоты хребта.

Пироксеновый пиролит. Поле устойчивости пироксенового пиролита представлено ассоциацией оливин+глиноземистый энстатит+глиноземистый диопсид±шпинель (см. рис. 6-4). Граница этой ассоциации с характерной для более высокого давления ассоциацией гранатового пиролита явилась предметом усиленных исследований как в упрощенных модельных², так и в «естественных» пиролитовых³ и перидотитовых⁴ системах.

Ранние определения границы высокого давления поля пироксенового пиролита, основанные главным образом на упрощенных равновесиях, впоследствии были признаны завышенными примерно на 5 кбар⁵. Подобное завышение свидетельствует о неточностях, возникших при экстраполяции фазовых границ, определенных в упрощенных системах, на сложные естественные системы. Тем не менее изучение упрощенных модельных систем дало неоценимую возможность познания химического строения более сложных систем, особенно в отношении понимания роли специфич-

¹ См. также Miyashiro et al. [1970].

² MacGregor, Boyd [1964, 1970]; MacGregor, Ringwood [1964]; MacGregor [1968, 1970]; Boyd, England [1964].

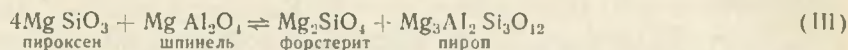
³ D. Green, Ringwood [1976, 1970]; Ito, Kennedy [1967].

⁴ Ringwood, MacGregor et al. [1964]; Ringwood [1966].

⁵ D. Green, Ringwood [1976b, 1970]; Ringwood, MacGregor et al. [1964].

ческих изменений состава в отдельных контролируемых фазовых равновесиях.

Заслуживают внимания исследования Мак-Грегора [1964, 1970] по изучению равновесия:



и влияния на него хрома и кальция. В частности, эти исследования показывают, что увеличение отношения $\text{Cr}_2\text{O}_3:\text{Al}_2\text{O}_3$ данной системы свидетельствует о значительном росте давления, необходимого для перехода шпинелевого перидотита в гранатовый. К другой важной группе экспериментов на соответствующих упрощенных системах можно отнести работы Бойда и Ингланда [1964] по выяснению отношений растворимости системы энстатит — пироп и работу Бойда [1970] по системе $\text{CaSiO}_3\text{—MgSiO}_3\text{—Al}_2\text{O}_3$.

Сложность фазовых равновесий требует определения полей устойчивости минеральных ассоциаций непосредственно на естественных составах. Подобные работы были проделаны Д. Грином и Рингвудом [1967b, 1970] на пиролите, а также Ито и Кеннеди [1967] на природном гранатовом перидотите. Результаты экспериментальных работ приводятся на рис. 6-5. Наличие равновесия доказывалось обратными реакциями вдоль основных границ. С помощью электронного микрозонда были также выявлены количества пироксенов в поле устойчивости гранатового пиролита, что позволило провести изоплеты содержания Al_2O_3 (см. рис. 6-4).

Между линиями АВ и ELF (см. рис. 6-5) отсутствуют как гранат, так и плагиоклаз, и минеральная ассоциация соответствует таковой для пироксенового пиролита. Это поле линией К подразделяется на два более мелких поля. Слева от линии К пироксены не в состоянии удерживать в твердом растворе все имеющееся в пиролите количество $\text{R}_2\text{O}_3(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{C}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ и избыток R_2O_3 присутствует в виде $(\text{MgFe})(\text{Al, Cr, Fe})_2\text{O}_4$ — твердого раствора шпинели.

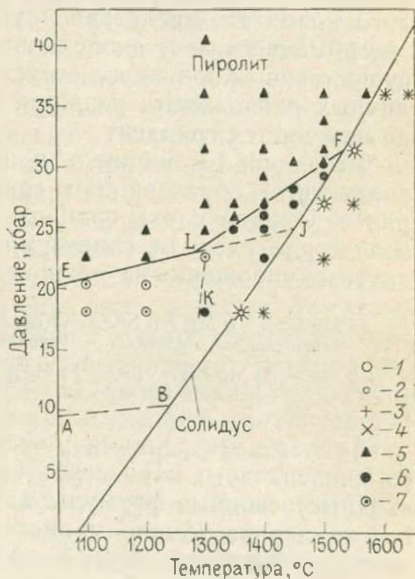
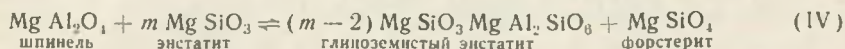


Рис. 6-5. Результаты экспериментальных работ на пиролитовом составе, детально иллюстрирующие взаимосвязи между полями устойчивости граната и пироксенового пиролита.

По Д. Грину и Рингвуду [1967b]. Фазы, сосуществующие с жидкостью: 1 — гранат, 2 — моноклиновый пироксен, 3 — ромбический пироксен, 4 — оливин. Субсолидусные ассоциации: 5 — $\text{Ol} + \text{Orx} + \text{Crx} + \text{Ga}$, 6 — $\text{Ol} + \text{Orx} + \text{Crx}$, 7 — $\text{Ol} + \text{Orx} + \text{Crx} + \text{Sp}$. Сокращения см. рис. 6-4

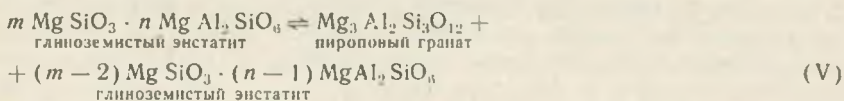
По мере роста температуры растворимость R_2O_3 в пироксене, находящемся в равновесии со шпинелью, увеличивается и, следовательно, количество шпинели уменьшается. В конце концов в соответствии с упрощенной реакцией шпинель вдоль линии К исчезает:



Справа от линии К присутствуют фазы оливин+глиноземистые пироксены. Размер этого поля в значительной мере зависит от отношения R_2O_3 : пироксен в целом в горной породе и от отношения $\text{Cr}:\text{Al}$ в компоненте R_2O_3 ¹. Эксперименты на модифицированных пиролитовых составах, обладающих значительно более высокими отношениями R_2O_3 : пироксен показали, что поле ассоциации шпинель+оливин распространяется вдоль линии ELF, а безшпинелевое поле LJF не было встречено². В этих составах на стороне с высоким давлением линии LJ гранат отсутствовал.

При повышении давления пироксеновый пиролит становится неустойчивым и переходит в более плотную ассоциацию гранатового пиролита, представленную оливинном, обедненным алюминием, ромбическим и диопсидовым пироксенами, а также гранатом существенно пиропового состава. Этот переход включает две различных равновесных реакции, в местах пересечения которых резко изменяется градиент.

По линии LE шпинель и пироксен вступают в реакцию с последующим образованием граната и оливина, как указывалось ранее. Однако вдоль границы LF пироповый гранат образуется вследствие распада глиноземистого пироксена в соответствии с другим (упрощенным) равновесием:



Аналогичная реакция может быть написана для глиноземистого диопсидового пироксена. Так как гранат и пироксен имеют сходные основные формулы для соединений типа R_2O_3 (например, состав пироба можно написать как $3\text{MgSiO}_3 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$, а глиноземистого энстатита $\text{MgSiO}_3 \cdot x\text{Al}_2\text{O}_3$), речь идет исключительно о контролируемой P — T -условиями твердофазной растворимости граната в пироксене. С ростом давления и падением температуры растворимость граната в пироксене уменьшается.

Ито и Кеннеди [1967] представили данные о фазовых взаимосвязях на линии субсолидуса в нодуле гранатового лерцолита из кимберлитов. Определенные ими P — T -условия для перехода шпинели в гранатовый перидотит (22 кбар и 1300°С) совпадают с

¹ MacGregor [1970].

² D. Green, Ringwood [1967b, 1970]; Clark, Ringwood [1964].

результатами Д. Грина и Рингвуда (23 кбар и 1300° С). Но несмотря на то что отношение R_2O_3 :пироксен в исходном составе Ито и Кеннеди было меньше этого показателя для пиролита (см. рис. 6-5), им не удалось обнаружить бесшпинелевое поле устойчивости глиноземистых пироксенов. Видимо, это объясняется главным образом тем, что их солидус располагался примерно на 100° С ниже пиролитового. Вероятно, подобное расхождение связано с попаданием в их образец воды из среды, передающей давление.

На рис. 6-4 показаны экспериментально определенные границы полей устойчивости пиролита по отношению к возможным распределениям субокеанических и субконтинентальных температур¹. Видно, что в «сухих» ($H_2O < 0,1\%$) частях океанической верхней мантии ассоциация пироксенового пиролита (+шпинель) устойчива примерно до глубины 70 км, ниже которой начинается поле устойчивости гранатового пиролита. Это соответствует распространению и минералогии многих альпинотипных перидотитов², содержащих шпинель вместо граната и встречающихся в орогенических условиях, при которых во время интрузии перидотитов температуры в мантии, вероятно, были более высокими по сравнению с изображенной на рис. 6-4 океанической геотермой.

Вдоль океанической геотермы с увеличением глубины ниже границы Мохоровичича количество шпинели уменьшается, а содержания Al_2O_3 в пироксенах возрастают. Вероятно, до появления граната на глубине примерно 70 км и при температуре 1000° С глиноземистая шпинель будет ассоциировать с ортопироксеном, содержащим около 3% Al_2O_3 . Пересечение океанической геотермы с фазовой границей при более высокой, чем изображено на рис. 6-4, температуре, вероятно, будет способствовать появлению ассоциаций с меньшим количеством шпинели и более богатым Al_2O_3 (4—5%) ортопироксеном. Для очень крутого геотермического градиента потребовалось бы поле устойчивости ассоциации оливин+глиноземистый пироксен (6% Al_2O_3). Такие градиенты должны достигаться в районах частичного плавления и генерации базальтовой магмы. Следует отметить, что на безводном пиролитовом солидусе граната нет до глубины более 100 км.

Появление граната на глубинах 60—70 км океанической геотермы обусловлено реакцией (II), и здесь он находится в состоянии равновесия с ортопироксеном, содержащим около 3% Al_2O_3 . Подсчитано³, что на глубине 60—70 км (см. рис. 6-4) возможно возникновение около 6% граната. При условии пересечения геотермическим градиентом границы при более высокой температуре его количество было бы меньше. Появление граната вследствие реакции (III) в океанической мантии на глубине 60—70 км, вероятно, происходит в пределах сравнительно небольшого интервала

¹ Clark, Ringwood [1964].

² Ito, Kennedy [1967]; MacGregor [1964].

³ D. Green, Ringwood [1967b, 1970].

(5—15 км) и, видимо, сопровождается незначительными (~1%) увеличениями плотности и скоростей распространения сейсмических волн, что приводит к неоднородному распределению сейсмических скоростей в данном участке.

Вдоль геотермы докембрийского щита имеется только очень небольшой участок, непосредственно ниже земной коры, который располагается в поле пироксенового пиrolита, и на глубине примерно 45 км геотерма переходит в поле устойчивости гранатового пиrolита. Это соответствует преобладающему распространению ксенолитов гранатового перидотита в кимберлитовых трубках, которые прорывают щиты.

Наличие химической зональности (см. рис. 5-1) в мантии под докембрийскими щитами также влияет на существующие минеральные ассоциации. Не исключено, что причиной необходимого увеличения давления для перехода в гранатовый перидотит (как указывалось выше) является обусловленное ранним выплавлением базальтовых магм уменьшение отношения R_2O_3 :пироксен в остаточном перидотите. Кроме того, предшествующие эпизоды частичного плавления нередко являются причиной увеличения отношения Cr_2O_3 : R_2O_3 в остаточном перидотите. Мак-Грегор [1970] утверждал, что рост этого отношения вызывает соответственно заметное увеличение давления, необходимого для перехода шпинелевого перидотита в гранатовый (рис. 6-6).

Таким образом, поля устойчивости остаточных шпинелевого и гранатового перидотитов и гранатового пиrolита могут в значительной мере перекрываться. Это объясняет присутствие некоторых шпинелевых перидотитов, ассоциирующих с гранатовыми перидотитами, в алмазных трубках¹. Мак-Грегор [1970] также указывал, что встречающиеся в некоторых метаморфических породах коры интрузии гранатового перидотита имеют низкие значения отношений Cr_2O_3 : Al_2O_3 и их распространение можно объяснить с помощью вышеприведенного фактора.

Не исключено, что химическая зональность, вызванная удалением легкоплавкого базальтового компонента из самой верхней части мантии, также влияет и на профили сейсмических скоростей. Количество пироксена, сохраняющегося в остаточном перидотите после выплавления базальта, может изменяться от 0 и примерно до 40% в зависимости от степени и глубины частичного плавления и характера удаленного базальта (см. раздел 4-5).

Скорости P -волн в обычных пироксенах (кроме жадеита) меньше, чем в ассоциирующих с оливковым пироксенах. Значительные изменения скоростей (от 8,1 до 8,5 км/с), вероятно, будут наблюдаться в остаточных перидотитах в зависимости от содержания в них пироксена. Это положение, возможно, способствует появлению сложной мелкой структуры, особенно в мантии под щитами и эволюционирующими континентальными регионами. Например, небольшое увеличение скорости P -волн, отмеченное

¹ Williams [1932].

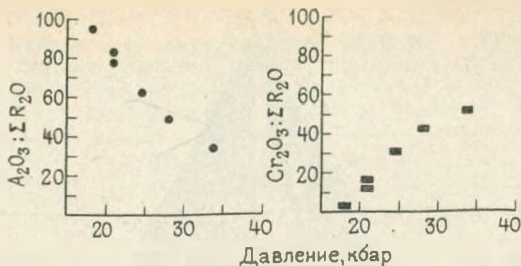


Рис. 6-6. Графики зависимости давлений и химических составов при температуре 1200 °С, показывающие давление, при котором шпинелевый перидотит переходит в гранатовый, для отношений $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{R}_2\text{O}_3$ и $\text{Cr}_2\text{O}_3 : \Sigma\text{R}_2\text{O}_3$, где $\Sigma\text{R}_2\text{O}_3 = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$.

По Мак-Грегору [1970]

на глубине порядка 90 км под центральной частью США¹, могло быть вызвано переходом фракционированного остаточного перидотита, содержащего 30—40% ортопироксена, в нефракционированный гранатовый пиrolит.

Гранатовый пиrolит. Характерное распространение гранатового пиrolита в мантии под докембрийскими щитами упоминалось выше. По-видимому, ассоциация гранатового пиrolита, прослеживаясь до глубин около 350 км (см. гл. 14), является устойчивой в очень широких пределах давлений и температур. Не исключено, что определение взаимосвязей по детальному разделению элементов между минералами этой ассоциации даст возможность установить P — T -условия образования и равновесия естественных гранатовых перидотитов.

Содержания глинозема в ортопироксенах, находящихся в равновесии с гранатом (см. рис. 6-4), постоянно изменяются в зависимости от давления и температуры. При наличии этих данных² в сочетании с взаимосвязями твердофазной растворимости между ассоциирующими ромбическими и моноклинными³ пироксенами можно рассчитать температуру и давление равновесного состояния.

О'Хара [1967], используя все имеющиеся сведения, сконструировал петрогенетическую сетку. Значение последней для поля устойчивости пироксенового пиrolита в связи с неточностями, обусловленными изменениями в отношениях $\text{Cr} : \text{Al}$ и другими вариациями состава, ограничено. Применение же этой сетки для определения P — T -условий в поле устойчивости гранатового пиrolита является перспективным, хотя и в этом случае также необходимо установить влияния композиционных изменений (например, отношение $\text{Cr} : \text{Al}$).

¹ Hales [1969]; Roller, Jackson [1966].

² D. Green, Ringwood [1967b, 1970].

³ Boyd, Schairer [1964]; Davis, Boyd [1966].

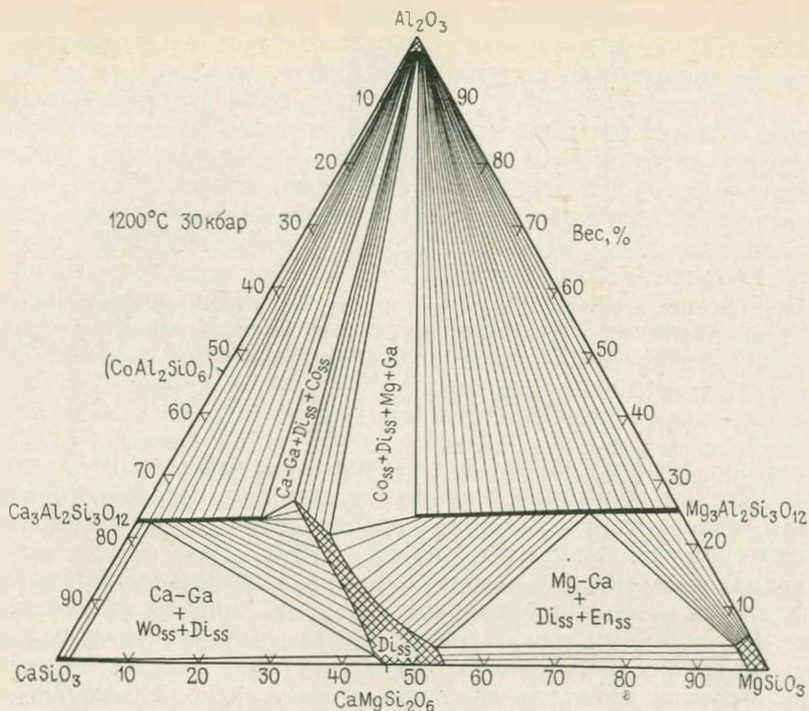


Рис. 6-7. Фазовые взаимосвязи в системе $\text{CaSiO}_3\text{—MgSiO}_3\text{—Al}_2\text{O}_3$ при давлении 30 кбар и температуре 1200°C .

По Бойду [1970].

Сокращения: Wo — волластонит, Co — корунд, Ga — гранат, Di — диопсид, En — энстатит, SS — твердый раствор

Бойд [1970] в условиях субсолидуса при давлении 30 кбар детально исследовал равновесия в системе $\text{CaSiO}_3\text{—MgSiO}_3\text{—Al}_2\text{O}_3$. В процессе работы с помощью электронного микронзонда были определены составы ассоциирующих фаз. На рис. 6-7 показаны фазовые взаимосвязи и связывающие линии. Видимо, дальнейшее накопление данных такого характера¹ должно в конце концов привести к полному пониманию условий температуры и давления, необходимых для равновесия естественных гранатсодержащих ультраосновных пород.

6-3. СЛОЙ НИЗКИХ СКОРОСТЕЙ

В однородной среде сейсмическая скорость обычно увеличивается с ростом давления и уменьшается при подъеме температуры. Следовательно, внутри Земли существует критический температурный градиент, при котором эти эффекты погашают друг друга, и скорость не изменяется с глубиной. В табл. 6-2 приво-

¹ Kushiro, Syono et al. [1967].

Критические температурные градиенты в слое низких скоростей для некоторых интересных с точки зрения геофизических исследований минералов* По Либерману и Шрейберу [1969]

Минералы	$(\partial T: \partial r)_{V_P}, ^\circ\text{C}/\text{км}$	$(\partial T: \partial r)_{V_S}, ^\circ\text{C}/\text{км}$
Оливин	7,0	3,0
Пироксен**	9,5	3,9
Гранат	8,2	4,1
Шпинель	5,7	0,7
Корунд	5,5	2,8
Периклаз	5,9	3,2
Рутил	3,8	1,3

* Данные критические градиенты относятся к условиям низких давлений и температуры. Бёрч [1969] рассчитал, что критические градиенты для оливина, периклаза и корунда при T около 1200°C будут примерно на 20–30% меньше указанных в этой таблице.

** По данным Бёрча [1969].

дится перечень подобных критических градиентов для разных минералов.

На этом явлении и основывались ранние объяснения существования слоя низких скоростей¹. В пределах верхних 150 км критические температурные градиенты, особенно для S -волн (см. табл. 6-2), вероятно, завышены, так что это объяснение почти наверное или частично соответствует истине. Тем не менее не следует исключать и другие факторы. Если бы все зависело только от высокотемпературных градиентов, то тогда непосредственно под границей Мохоровичича, где они имеют наибольшее значение, наблюдалось бы более быстрое уменьшение скорости с глубиной. Однако начальное возрастание скоростей с глубиной отмечается в «крышке» под океанической границей Мохоровичича, это свидетельствует о том, что химическая и минеральная неоднородность также играют большую роль.

Имеется доказательство небольшого уменьшения скорости S -волн на глубине примерно 120 км под докембрийскими щитами, тогда как скорость P -волн там не является минимальной. По мнению Кларка и Рингвуда [1964], это явление могло бы быть объяснено тем, что критические градиенты для P -волн обычно были намного выше, чем для S -волн. Представляется вероятным, что распределения сейсмических скоростей под щитами могут быть в достаточной мере обоснованы исходя из критических температурных градиентов с учетом имеющейся минеральной и химической неоднородности.

¹ Birch [1952]; Valle [1956]; MacDonald, Ness [1961].

Однако с помощью этих факторов, видимо, нельзя удовлетворительно объяснить характер слоя низких скоростей под тектонически активными и океаническими регионами. Бёрч [1969] сделал детальный обзор упругих свойств обогащенного магнием оливина как функции давления и температуры и рассчитал необходимые температуры для того, чтобы получить распределения сейсмических скоростей на глубине, отвечающие данным Гутенберга и Андерсона. Полученные температуры были на несколько сот градусов выше, чем у сухого пиrolитового солидуса (см. рис. 6-4). С другой стороны, допуская целесообразное распространение температуры в верхней мантии, Бёрч столкнулся с тем, что вызванное температурой уменьшение сейсмической скорости в верхней представленной оливином 150-километровой зоне вряд ли превышает примерно 2%. Вероятно, это сопоставимо с выведенными по сейсмическим данным уменьшениями скорости от 3 до 10% в слое низких скоростей.

Осуществив аналогичное исследование, к подобному же выводу пришли Андерсон и Саммис [1970]. Они также привели доказательство того, что волновод низких скоростей ограничивается сверху и снизу участками, обладающими высокими отрицательными и положительными градиентами скорости соответственно¹. Андерсон и Саммис отмечали, что объяснить существование таких высоких градиентов скорости в зависимости от соответствующих высокотемпературных градиентов невозможно. Они также подчеркивали, что температурные градиенты, необходимые для образования слоя низких скоростей, подразумевают наличие на глубине в мантии неприемлемо высокого теплового потока².

Кроме того, была исследована возможность образования слоя низких скоростей вследствие переходов между полями устойчивости пиrolита³. Казалось, что предварительные результаты могли дать приемлемое объяснение такой возможности. Однако последующие более точные определения *P-T*-границы между пироксеновым и гранатовым пиrolитом⁴ показали, что такой переход происходил слишком на небольшой глубине, чтобы он мог обусловить границу слоя низких скоростей (150—200 км).

Кроме того, вызванные этим переходом изменения скорости составляли примерно 2% (см. табл. 6-1), что недостаточно для объяснения величины (3—10%) уменьшения скорости в волноводе⁵. Тем не менее небольшие изменения скорости, обусловленные минералогическими переходами, могут выразиться в виде незначительных воздействий на градиенты в районе слоя низких скоростей, что в свою очередь будет способствовать появлению мелкой сейсмической структуры данного участка.

¹ Такой же вывод сделали Канамори и Пресс [1970].

² Ранее на это указывал Рингвуд [1962a].

³ Ringwood [1962 a, b, 1967b].

⁴ D. Green, Hibberson [1967b]; Ito, Kennedy [1967].

⁵ Anderson, Sammis [1970].

Приведенные данные наводят на мысль, что какой-то другой фактор хотя бы частично обуславливает присутствие слоя низких скоростей под тектонически активными и океаническими регионами. По этому поводу наиболее широко обсуждался фактор частичного плавления¹.

Данные по упругим свойствам частично расплавленных систем ограничены. Спетцлер и Андерсон [1968] изучали последствия плавления границ зерен в системе NaCl — лед. После нагревания образца скорости как продольных, так и поперечных волн при эвтектической температуре (т. е. при наступлении частичного плавления) резко упали. Для слабого раствора, содержащего при эвтектической температуре 3,3% расплава, скорости продольных и поперечных волн были соответственно на 9,5 и 13,5% меньше, чем в нерасплавленном твердом теле. В то же самое время разжижение увеличилось примерно на 45%. Таким образом, небольшое количество расплава может иметь значительные влияния на упругие и неупругие свойства вещества. Если жидкость смачивает кристаллы, образуя тонкие интергранулярные пленки, подобные влияния, возможно, должны усиливаться.

Экспериментальные наблюдения частичного плавления в соответствующих силикатных системах² показывают, что оно, вероятно, напоминает этот процесс в мантии³. Подсчитано, что около 1% «начинающегося плавления»⁴ было бы достаточно для объяснения существования слоя низких скоростей под тектонически активными и океаническими регионами. С другой стороны, небольшое общее уменьшение (примерно 2%) скорости S-волн в волноводе под докембрийскими щитами и устойчивыми континентальными регионами наряду с отсутствием соответствующего минимума для P-волн позволяет предположить, что частичное плавление, по крайней мере до такой степени, возможно, не подразумевалось.

Некоторого объяснения заслуживают условия, которые являются причиной того, что большие объемы верхней мантии остаются в квазустойчивом состоянии начинающегося плавления. Вряд ли это было бы возможно, если бы мантия была полностью безводной. При давлениях от 20 до 30 кбар интервал плавления между солидусом и ликвидусом оливиновых толеитов и пикритов⁵

¹ Пресс [1959] также приблизился к этому объяснению, отнеся возникновение слоя низких скоростей за счет «состояния, близкого к точке плавления».

² Неопубликованные наблюдения автора.

³ Бёрч [1969] рассматривал случай частичного плавления как ведущий к образованию небольших сферических жидких включений, а не интергранулярных пленок. Он указывал, что уменьшение сейсмической скорости для такой же степени частичного плавления было бы меньше по сравнению с наблюдаемым Спетцлером и Андерсоном.

⁴ Возможно, количество интергранулярной жидкой пленки может быть даже меньше 1%. Понятие «начинающегося плавление» используется для описания этого состояния, в отличие от более высоких степеней плавления, которые, как обычно принято считать, возникают, когда магмы образуются в результате частичного плавления с последующей сегрегацией.

⁵ D. Green, Ringwood [1967 c].

меньше 100°C . Не исключено, что внутри этого интервала сухой пиролит расплавился бы на 30%. Такие небольшие изменения температуры как 20°C в слое низких скоростей вызвали бы значительное (около 5%) частичное плавление.

Подобное состояние не могло бы долго сохраняться; вскоре из расплава сегрегировались бы магматические тела, которые поднимались бы на поверхность, порождая вулканические извержения. Очевидно, при таком состоянии верхней мантии повсеместно должен был бы проявляться вулканизм в значительно большем масштабе, чем это имеет место в настоящее время.

Для объяснения состояния начинающегося плавления во всем слое низких скоростей необходимо присутствие какого-то механизма стабилизации. Кроме того, трудно предположить возможные распределения стабильных субокеанических температур, которые постоянно пересекают безводный пиролитовый солидус в интервале глубин примерно от 70 до 150 км.

Не исключено, что присутствие небольшого количества воды в пиролите может служить объяснением как механизма стабилизации, так и необходимого пересечения линии пиролитового солидуса геотермами мантии. Ранее было высказано предположение (см. раздел 4-5), что в состав первичного пиролита, вероятно, входит около 1% H_2O , которая в основном содержится в амфиболах¹ на глубинах менее 75 км.

Ламбертом и Уилли [1968], а также Рингвудом [1969] независимо друг от друга отмечалась ведущая роль неустойчивости амфибола при высоком давлении и его перехода в эклогитовую минеральную ассоциацию + H_2O в регулировании солидуса мантии и образовании слоя низких скоростей. Как показано на рис. 4-6, 4-7 и 6-4, неустойчивость амфибола при давлении свыше 25 кбар вызвала сильное увеличение напора воды и пара, ведущее к резкому опусканию линии солидуса мантии. В результате такой трансформации стало возможным пересечение кривыми распределения температуры в мантии линии солидуса на глубинах от 70 до 100 км.

Ниже этого пересечения, возможно, будет присутствовать небольшое (вероятно, менее 1%) количество интерстициальной жидкости (см. рис. 4-7), что объясняет физические свойства слоя низких скоростей. Вследствие глубокого прогибания линии солидуса в интервале между 75 и 150 км создается положение, при котором сравнительно большое увеличение температуры приводит к образованию относительно небольшого количества расплава (см. рис. 4-8). Таким образом, температурные колебания примерно до 200°C , вероятно, не вызывают достаточно интенсивной степени частичного плавления (возможно $\geq 1\%$), которое привело бы к сегрегации магмы².

¹ Несмотря на то что флогопит сохраняет устойчивость до более высоких давлений по сравнению с амфиболом, возможное присутствие калия в пиролите ограничивает количество воды, содержащейся во флогопите, примерно до 0,02 %.

² Ringwood [1969].

Андерсон [1970] и другие исследователи внутренних сейсмических волн считают, что нижняя граница слоя низких скоростей может быть сравнительно резкой. Это, вероятно, свидетельствует о внезапном прекращении характерного для данного слоя состояния начинающегося плавления. Было высказано предположение¹, что исчезновение расплава ниже 150—200 км явилось следствием соответствующего уменьшения летучести воды, что в свою очередь было обусловлено присутствием фазы (DHMS) плотных водных магнезиальных силикатов (см. разделы 8-3 и 13-2), считавшихся устойчивыми ниже этих глубин.

Эта гипотеза аналогична гипотезе механизма неустойчивости амфиболов, с помощью которого обосновывается верхняя граница слоя низких скоростей. Исходя из данной гипотезы на рис. 4-6 и 6-4 была построена линия пиролитового солидуса (0,1% H₂O) ниже 150 км. Но, к сожалению, с этой гипотезой нельзя увязать последние экспериментальные определения (см. раздел 13-2) поля устойчивости фазы DHMS.

Детально изученное Соломоном [1972] затухание сейсмических волн в верхней мантии свидетельствует о том, что слой низких скоростей, очевидно, обладает более сложным, чем считалось ранее, строением. Было сделано предположение о наличии на глубинах от 300 до 400 км небольших количеств интергранулярной жидкости. По мнению Соломона, как модуль сдвига μ так и качественный фактор Q зависят от частоты.

Большая часть запаздываний и затухания короткопериодных внутренних волн имела место в «верхней астеносфере», что, вероятно, связано с небольшим количеством (примерно 1%) интергранулярной жидкости. По данным изучения короткопериодных внутренних волн, было также установлено, что определенное с их помощью распространение верхней астеносферы (примерно от 60 до 160 км) было в основном подобно распространению слоя низких скоростей.

С другой стороны, обнаружилось, что затухание длиннопериодных телесеизмических *S*- и *P*-волн наблюдается главным образом в нижней астеносфере, простирающейся примерно от 160 до 300—400 км. Этот слой характеризуется необычно низким модулем сдвига для длиннопериодных (но не для короткопериодных) волн. Упругие и неупругие свойства этой области также, видимо, объясняются присутствием очень небольшого количества интергранулярной жидкости, вероятно, от 1 до 10% ее содержания в верхней астеносфере. По-видимому, нижняя астеносфера прослеживается как под западными (тектонически активная территория), так и под восточными (стабильный регион) районами Северной Америки. Однако температуры в этом слое астеносферы под стабильным регионом должны быть на 100—200°С ниже, чем под тектонически активной территорией.

¹ Lambert, Wyllie [1968].

В соответствии с моделью Соломона, свойства верхнего и нижнего слоев астеносферы контролируются предположительно существующим количеством и распределением интергранулярной жидкости. В верхней астеносфере по границам зерен возможно присутствие около 1% высокощелочной магмы, содержащей примерно 20% воды. На глубине 150 км, где давление выше 50 кбар, силикатные компоненты расплава будут перекристаллизовываться, так что в интервале 150—400 км жидкая фаза будет состоять из сверхкритически плотной воды, содержащей некоторые растворенные компоненты. Количество и давление этой фазы будут определяться твердофазной растворимостью ионов ^{-1}OH в обычных минералах мантии — оливинах, пироксенах и гранатах. Можно ожидать, что в условиях мантии небольшое количество ионов ^{-1}OH будет замещать ионы ^{-1}O в узлах нормальной решетки¹.

Предполагается, что между глубинами 150 и 300—400 км эти минералы насыщаются ионами ^{-1}OH и вокруг границ раздела зерен появляется очень незначительное количество (0,1—0,01%) высокоподвижной жидкой фазы, приводящее к отмеченным неупругим свойствам этого слоя. Ниже 300—400 км пироксены и оливины переходят в более плотную ассоциацию, представленную шпинелеподобной фазой и комплексным гранатовым твердым раствором.

Эти минералы обладают способностью захвата обширного ряда катионов и анионов, имеющих в твердом растворе разные заряды и радиусы. Возможно, растворимость ионов ^{-1}OH в этих фазах будет намного выше, чем в оливинах и пироксенах, поэтому свободная жидкая фаза H_2O полностью растворяется в твердых фазах, присутствующих на глубине более 300—400 км. С исчезновением свободной жидкой фазы становится объяснимым большое уменьшение величины затухания сейсмических волн ниже 300—400 км.

Некоторыми авторами, например Андерсоном и др. [1970], отмечалось большое тектоническое значение расплавленного слоя низких скоростей. Этим можно объяснить чрезвычайную подвижность океанической коры, которая с очень небольшим трением как бы скользит по верхней части слоя низких скоростей (верхняя астеносфера). Кроме того, латеральные течения в верхней астеносфере могут играть важную роль в процессе переноса масс, участвующего в перемещениях плит.

С другой стороны, мощность жестких плит литосферы под докембрийскими щитами, вероятно, составляет около 150—200 км. Исходя из наблюдений Соломона, можно предположить, что движения таких мощных плит зависят от высокой подвижности нижней астеносферы.

¹ Fyfe [1970]; Martin, Donnay [1972].

- Aki K.* (1968). Seismological evidence for the existence of soft, thin layers in the upper mantle under Japan. *J. Geophys. Res.* 73, 585—594.
- Anderson D. L.* (1962). The plastic layer of the earth's mantle. *Sci. Am.* 205 (July) 2—9.
- Anderson D. L.* (1967). Latest information from seismic advances. In: T. Gas-kell (ed.), „The Earth's Mantle“, chap. 12, pp. 355—420. Academic, London.
- Anderson D. L., and C. Sammis* (1970). Partial melting in the upper mantle. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 41—50.
- Anderson O. L., E. Schreiber, R. C. Liebermann, and N. Soga* (1968). Some elastic constant data on minerals relevant to geophysics. *Rev. Geophys.* 6, 491—524.
- Archambeau C. B., E. A. Flinn, and D. G. Lambert* (1969). Fine structure of the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 74, 5825—5865.
- Berry M. J., and L. Knopoff* (1967). Structure of the upper mantle beneath the western Mediterranean basin. *J. Geophys. Res.* 72, 3613—3626.
- Birch F.* (1952). Elasticity and constitution of the earth's interior. *J. Geophys. Res.* 57, 227—286.
- Birch F.* (1960). The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilo-bars, 1. *J. Geophys. Res.* 65, 1083—1102.
- Birch F.* (1969). Density and composition of the upper mantle: First approximation as an olivine layer. In: „The Earth's Crust and Upper Mantle“, pp. 18—36. Am. Geophys. Union Geophys. Monograph 13.
- Boyd F. R.* (1970). Garnet peridotites and the system $\text{CaSiO}_3\text{—MgSiO}_3\text{—Al}_2\text{O}_3$. *Mineral. Soc. Am. Spec. Paper* 3, 63—75.
- Boyd F. R., and J. L. England* (1964). The system enstatite—pyrope. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 63, 157—161.
- Boyd F. R., and J. Schairer* (1964). The system $\text{MgSiO}_3\text{—CaMgSi}_2\text{O}_6$. *J. Petrol.* 5, 275—309.
- Brooks J. P.* (1962). Seismic wave velocities in the New Guinea—Solomon Islands region. In: „The Crust of the Pacific Basin“, pp. 2—10. Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph 6.
- Brune J. N.* (1969). Surface waves and crustal structure. In: „The Earth's Crust and Upper Mantle“, pp. 230—242. Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph 13.
- Brune J. N., and J. Dorman* (1963). Seismic waves and earth structure in the Canadian Shield. *Bull. Seism. Soc. Am.* 53, 167—209.
- Bullitude R. J., and D. H. Green* (1968). Experimental study at high pressures on the origin of olivine nephelinite and olivine melilite nephelinite magmas. *Earth Planet. Sci. Letters* 3, 325—337.
- Carder D. S.* (1964). Travel times from central Pacific nuclear explosions and inferred mantle structure. *Bull. Seism. Soc. Am.* 54, 2271—2294.
- Clark S. P., and A. E. Ringwood* (1964). Density distribution and constitution of the mantle. *Rev. Geophys.* 2, 35—88.
- Cleary J. R., and A. L. Hales* (1966). An analysis of the travel times of P waves to North American stations in the distance range 32 to 100°. *Bull. Seism. Soc. Am.* 56, 467—489.
- Davis B. T. C., and F. R. Boyd* (1966). The join $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6\text{—CaMgSi}_2\text{O}_6$ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. *J. Geophys. Res.* 71, 3567—3576.
- Dorman J.* (1969). Seismic surface wave data on the upper mantle. In: „The Earth's Crust and Upper Mantle“, pp. 257—265. Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph 13.
- Dorman J., M. Ewing, and J. Oliver* (1960). Study of shear velocity distribution in the upper mantle by mantle Rayleigh waves. *Bull. Seism. Soc. Am.* 50, 87—115.
- Doyle H. A.* (1957). Seismic recordings of atomic explosions in Australia. *Nature* 180, 132—134.
- Doyle H. A., and J. P. Webb* (1963). Travel times to Australian stations from Pacific nuclear explosions in 1958. *J. Geophys. Res.* 68, 1115—1120.

- Ernst W. G.* (1968). „Amphiboles“. Springer-Verlag, New York. 125 pp.
- Essene E. J., B. J. Hensen, and D. H. Green* (1970). Experimental study of amphibolite and eclogite stability. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 378—384.
- Fyfe W. S.* (1970). Lattice energies, phase transformations and volatiles in the mantle. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 196—200.
- Gilbert M. C.* (1969). Reconnaissance study of the stability of amphiboles at high pressure. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 67, 167—170.
- Green D. H.* (1973). Experimental melting studies on model upper mantle compositions under both water-saturated and water-unsaturated conditions. *Earth Planet. Sci. Letters* 19, 37—53.
- Green D. H., and W. Hibberson* (1970). The instability of plagioclase in peridotite at high pressure. *Lithos* 3, 209—222.
- Green D. H., and A. E. Ringwood* (1963). Mineral assemblages in a model mantle composition. *J. Geophys. Res.* 68, 937—945.
- Green D. H., and A. E. Ringwood* (1967a). An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, 767—833.
- Green D. H., and A. E. Ringwood* (1967b). The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. *Earth Planet. Sci. Letter* 3, 151—160.
- Green D. H., and A. E. Ringwood* (1967c). Genesis of basaltic magmas. *Contr. Mineral. Petrol.* 15, 103—190.
- Green D. H., and A. E. Ringwood* (1970). Mineralogy of peridotitic compositions under upper mantle conditions. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 359—371.
- Green R. W. E., and A. L. Hales* (1968.) The travel times of P waves to 30 degrees in the Central United States and upper mantle structure. *Bull. Seism. Soc. Am.* 58, 267—289.
- Gutenberg B.* (1959). „Physics of the Earth's Interior“. 240 pp. Academic, New York. [International Geophysics Series, vol. 1, J. V. Miegheem (ed.).]
- Hales A. L.* (1969). A seismic discontinuity in the lithosphere. *Earth Planet. Sci. Letters* 7, 44—46.
- Hales A. L., J. R. Cleary, H. A. Doyle, R. Green, and J. Roberts* (1968). P—wave station anomalies and the structure of the Upper Mantle. *J. Geophys. Res.* 73, 3885—3896.
- Hales A. L. and H. A. Doyle* (1967). P and S travel time anomalies and their interpretation. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 13, 403—415.
- Hales A. L., C. E. Helsley, and J. B. Nation* (1970). P travel times for an oceanic path. *J. Geophys. Res.* 75, 7362—7381.
- Helmberger D. V., and G. B. Morris* (1969). A travel time and amplitude interpretation of a marine reflection profile: Primary waves. *J. Geophys. Res.* 74, 483—494.
- Hill R. E. T., and A. L. Boettcher* (1969). Water in the earth's mantle: Melting curves of basalt—water and basalt—carbon dioxide. *Science* 167, 980—982.
- Ito K., and G. C. Kennedy* (1967). Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kilobars. *Am. J. Sci.* 265, 519—538.
- Johnson L. R.* (1967). Array measurements of P velocities in the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 72, 6309—6325.
- Kanamori H., and F. Press* (1970). How thick is the lithosphere? *Nature* 226, 330—331.
- Kushiro I.* (1970). Formation of amphibole in a peridotite composition. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 68, 245—247.
- Kushiro I., and H. S. Yoder* (1966). Anorthite—forsterite and anorthite—enstatite reactions and their bearing on the basalt—eclogite transformation. *J. Petrol.* 7, 337—362.
- Kushiro I., Y. Syono, and S. Akimoto* (1967). Effect of pressure on garnet—pyroxene equilibrium in the system $MgSiO_3$ — $CaSiO_3Al_2O_3$. *Earth Planet. Sci. Letters* 2, 460—464.
- Kushiro I., Y. Syono, and S. Akimoto* (1968). Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures. *J. Geophys. Res.* 73, 6023—6029.

Lambert I. B., and P. J. Wyllie (1968). Stability of hornblende and a model for the low velocity zone. *Nature* 219, 1240—1241.

Lambert I. B., and P. J. Wyllie (1970a). Melting in the deep crust and upper mantle and the nature of the low-velocity layer. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 316—322.

Lambert I. B., and P. J. Wyllie (1970b). Low-velocity zone of the earth's mantle: Incipient melting caused by water. *Science* 169, 764—766.

Liebermann R. C., and E. Schreiber (1969). Critical geothermal gradients in the mantle. *Earth Planet. Sci. Letters* 7, 77—81.

Macdonald G. J. F., and N. Ness (1961). A study of the free oscillations of the earth. *J. Geophys. Res.* 66, 1865—1911.

Macgregor I. D. (1964). The reaction $4 \text{ enstatite} + \text{spinel} = \text{forsterite} + \text{pyrope}$. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 63, 156—157.

Macgregor I. D. (1968). Mafic and ultramafic inclusions as indicators of the depth of origin of basaltic magmas. *J. Geophys. Res.* 73, 3737—3745.

Macgregor I. D. (1970). The effect of CaO , Cr_2O_3 , Fe_2O_3 and Al_2O_3 on the stability of spinel and garnet peridotites. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 372—377.

Macgregor I. D., and F. R. Boyd (1964). Ultramafic rocks. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 63, 152—156.

Macgregor I. D., and A. E. Ringwood (1964). The natural system enstatite—pyrope. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 63, 161—163.

Martin R. F., and G. Donnay (1972). Hydroxyl in the mantle. *Am. Min.* 57, 554—570.

Miyashiro A., F. Shido, and M. Ewing (1970). Petrologic models for the mid-Atlantic Ridge. *Deep Sea Res.* 17, 109—123.

Moore J. G. (1965). Petrology of deep sea basalt near Hawaii. *Am. J. Sci.* 263, 40—52.

Nuttli O. W., and B. A. Bolt (1969). P wave residuals as a function of azimuth. *J. Geophys. Res.* 74, 6594—6602.

O'Hara M. J. (1967). Mineral parageneses in ultrabasic rocks. In: P. J. Wyllie (ed.), „Ultramafic and Related Rocks“, pp. 393—403. Wiley, New York.

O'Hara M. J., and E. L. P. Mercy (1963). Petrology and petrogenesis of some garnetiferous peridotites. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh* 65, 251—314.

Oxburgh E. R., and D. L. Turcotte (1968). Mid-ocean ridges and geotherm distributions during mantle convection. *J. Geophys. Res.* 73, 2643—2661.

Press F. (1959). Some implications on mantle and crustal structure from G waves and Love waves. *J. Geophys. Res.* 64, 565—568.

Ringwood A. E. (1962a). A model for the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 67, 857—867.

Ringwood A. E. (1962b). A model for the upper mantle, 2. *J. Geophys. Res.* 67, 4473—4477.

Ringwood A. E. (1966). Mineralogy of the mantle. In: P. M. Hurley (ed.), „Advances in Earth Science“, pp. 357—399. M. I. T. Press, Cambridge, Mass.

Ringwood A. E. (1969). Composition and evolution of the upper mantle. In: „The Earth's Crust and Upper Mantle“, pp. 1—17. *Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph* 13.

Ringwood A. E., I. D. Macgregor, and F. R. Boyd (1964). Petrological constitution of the upper mantle. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 63, 147—152.

Roller J. C., and W. H. Jackson (1966). Seismic wave propagation in the upper mantle: Lake Superior, Wisconsin to Central Arizona. *J. Geophys. Res.* 71, 5933—5941.

Sclater J. G., and J. Francheteau (1970). The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth. *Geophys. J.* 20, 509—542.

Seidl D., St. Muller and L. Knopoff (1966). Dispersion von Rayleigh-wellen in Sudwestdeutschland und in den Alpen. *Geophys.* 32, 472—481.

Shimozuru D. (1963). On the possibility of the existence of the molten portion in the upper mantle of the earth. *J. Phys. Earth* 11, 49—55.

Shurbet D. H. (1964). The high frequency S. phase and the structure of the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 69, 2065—2070.

Solomon S. C. (1972). Seismic—wave attenuation and partial melting in the upper mantle of North America. *J. Geophys. Res.* 77, 1483—1502.

Spetzler H., and *D. L. Anderson* (1968). The effect of temperature and partial melting on velocity and attenuation in a simple binary system. *J. Geophys. Res.* 73, 6051—6060.

Toksöz M. N., and *D. L. Anderson* (1966). Phase velocities of long period surface waves and structure of the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 71, 1649—1658.

Williams A. F. (1932). „The Genesis of the Diamond“ (2 vol.). Ernest Benn. London, 636 pp.

Valle P. E. (1966). On the temperature gradient necessary for formation of a low—velocity layer. *Ann. Geofis. Roma* 9, 371—377.

Глава 7

ОРОГЕННАЯ АССОЦИАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

7-1. ВВЕДЕНИЕ

Орогенная ассоциация магматических горных пород представлена в основном базальт-андезит-дацит-риолитовой вулканогенной серией наряду с габбро-диорит-гранодиорит-гранитовой интрузивной серией. Члены этой ассоциации, особенно среднего и кислого состава, являются наиболее распространенными магматическими породами в орогенных районах. Их характерная приуроченность к тектонически активным (в настоящем и прошлом) зонам указывает на тесные связи между генезисом этой ассоциации, основным механизмом орогенеза и эволюцией континентальных регионов.

Сейчас активный орогенный вулканизм рассматривается в тесной связи с зонами субдукции литосферных плит под островные дуги и континентальные окраины тихоокеанского типа. Исходя из установленных наклонных плоскостей сейсмической активности, простирающихся на несколько сот километров вниз в мантию (зоны Беньофа), для вулканов подобного вида характерна приуроченность к регионам, расположенным на 80—150 км выше верхних границ погружающихся плит литосферы. Эта взаимосвязь навела многих исследователей на мысль, что образование орогенных магматических серий связано с процессами, происходящими внутри и вблизи зон Беньофа.

Принцип актуализма позволяет предположить, что огромные массы встречающихся в древних орогенных провинциях базальт-андезит-дацит-риолитовой серии образовались подобным образом и когда-то ассоциировали с ныне закончившимися процессами субдукции мантии. Более глубокие уровни эрозии древних провинций обнажили интрузивные (габбро-диорит-гранодиорит-гранитовые) члены этих серий, часто в виде огромных занимающих свыше десятков тысяч квадратных километров батолитов.

Во многих случаях интрузивные члены орогенных магматических серий получают из той же магмы, что и вулканогенные. Плутоны представляют собой магмы орогенного типа, которые на глубине медленно кристаллизовались до более грубозернистых горных пород. Но в других случаях складывается представление, что члены интрузивной орогенной серии претерпели более сложную петрологическую эволюцию.

Соответствующие вулканогенные и интрузивные члены (например, дацит и гранодиорит) орогенной магматической ассоциации не всегда изохимичны¹. Кроме того, среди интрузивной серии наблюдается значительное преобладание более кислых членов (гранодиоритов и гранитов) по сравнению с вулканогенной серией, в которой господствуют андезиты.

7-2. МИНЕРАЛОГИЯ И ХИМИЯ ОРОГЕННЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИИ

Члены вулканической серии обычно имеют порфириковую структуру; фенокристаллы представлены главным образом плагиоклазом, ромбическим и моноклинным пироксенами, кварцем, реже биотитом, амфиболом, оливином и гранатом. Наиболее распространенной фазой в андезитах и базальтовых андезитах, несомненно, является плагиоклаз, составляющий от 50 до 70% объема породы.

Обычно фенокристаллы проявляют зональность как нормальную, так и рекуррентную, часто с резорбированными границами для какой-нибудь зоны, которая может изменяться от анортита до олигоклаза. Основные железисто-магнезиальные фенокристаллы представлены гиперстеном и авгитом. Мелкие фенокристаллы оливина присутствуют в некоторых базальтовых андезитах и реже в андезитах, где они иногда окружены гиперстеновыми ореолами.

Фенокристаллы непрозрачных минералов (магнетита и ильменита) если и встречаются, то их количество не превышает 5% от объема горной породы. Роговая обманка является характерным железисто-магнезиальным фенокристаллом для некоторых провинций и не типична для других. В богатых кремнеземом членах этой серии встречаются фенокристаллы биотита и редкого граната (альмандин) вместе с большим количеством кварца (часто резорбированного). Основная масса в базальтовых андезитах и андезитах состоит из плагиоклаза, клинопироксена и гиперстена, в то время как в более кислых членах серии преобладают плагиоклаз, минералы кремнезема и вулканическое стекло.

Представляется вероятным, что характерные порфириковые структуры и черты неравновесности минерального состава (например, колеблющаяся зональность и явление резорбции) связаны с водой, ранее присутствовавшей в материнских магмах. Ис-

¹ Gill [1970]; Taylor [1967].

чезновение воды при температурах ниже безводного солидуса могло вызвать кристаллизацию и другие сопряженные с ней явления.

Химия главных элементов. Химические анализы основных масс членов базальт — базальтовый андезит — андезит — дацит — риодацит — риолитовой серии¹ показали наличие магматических расплавов, соответствующих по составу каждому типу этих горных пород². Это очень важно, поскольку свидетельствует о действительном направлении образования расплава (магматический тренд), которое может быть объяснено приемлемой теорией петрогенеза. Существование магматических трендов вулканогенных серий несовместимо с петрогенетическими гипотезами, привлекающими гибридность, который может успешно использоваться для объяснения происхождения некоторых глубинных членов рассматриваемой ассоциации³.

Если составы членов орогенной эффузивной серии, встречающиеся в регионе, изобразить в виде вариационных диаграмм, они обычно распадаются на пологие и правильные кривые, указывающие на непрерывные генетические взаимосвязи между членами (рис. 7-1). Эти диаграммы наводят на мысль о действии процессов фракционирования кристаллических и жидких фаз. По существу они также могли бы быть следствием контаминации или смешивания основных магм с кислыми породами, но тогда с этими предположениями трудно согласовать наличие этой серии в регионах островных дуг, под которыми отсутствует нормальная сиалическая кора⁴.

В табл. 7-1 приводятся химические анализы представительной серии орогенных эффузивных пород, а на рис. 7-1 изображены типичные вариационные диаграммы. Важной особенностью является высокое содержание глинозема в горных породах промежуточного между базальтом и андезитом состава. Встречающиеся в орогенных магматических провинциях базальты образуют важный класс, который, как отмечал Тилли [1950], вероятно, должен отличаться от основных классов этих пород (см. гл. 4). Но, являясь толеитовыми и обогащенными Al_2O_3 , они обычно отличаются от высокоглиноземистых океанических толеитов более высокими содержаниями K_2O и SiO_2 и пониженным количеством MgO и TiO_2 (см. табл. 7-1, составы 2 и 3). Соответствующие различия наблюдаются и в отношении малых и рассеянных элементов. По сравнению с океаническими толеитами базальты орогенной магматической ассоциации обычно содержат значительно меньшие количества Ni , Cr и Co ⁵.

¹ Или составы основных масс, рассчитанные из известных средних валовых содержаний, а также минеральных и химических составов изученных фенокристаллов.

² D. Green, Ringwood [1968a]; Wilkinson [1971].

³ Wilkinson et al. [1964].

⁴ Gorshkov [1962, 1969].

⁵ Baker [1968a]; Taylor [1969]; Taylor, White [1966].

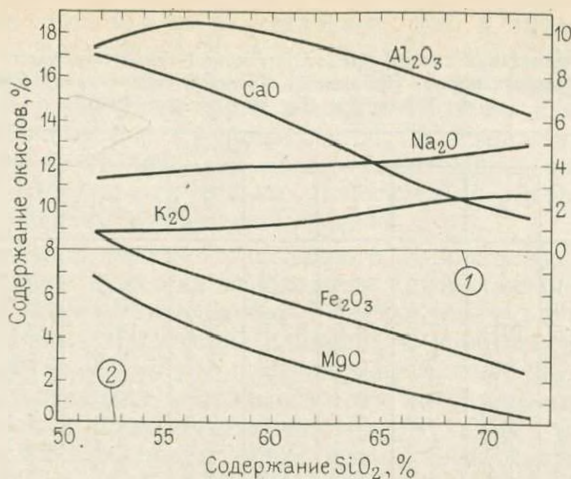


Рис. 7-1. Вариационная диаграмма для типичной орогенной эффузивной серии: Крейтер-Лейк, северо-запад США.

По Уильямсу [1942].

Нулевые линии: 1 — для CaO , Na_2O , K_2O , 2 — для MgO , Fe_2O_3 , Al_2O_3

Детальные петрохимические исследования этого класса горных пород были сделаны Джейкесом и Джиллом [1970], которые предложили называть их толеитами островных дуг. Характерные для них высокие отношения $\text{FeO}:\text{MgO}$ наряду с низкими содержаниями Cr и Ni свидетельствуют о том, что данные породы не являются первичными магмами, получившимися непосредственно в результате частичного плавления пиролита, а, вероятно, они подверглись фракционированию по пути к поверхности Земли, причем процесс фракционирования скорее всего заключался в отделении оливина.

Обнаружено существование базальтов промежуточного состава между океаническими толеитами и толеитами островных дуг¹, а в некоторых преимущественно орогенных магматических провинциях также присутствует типичная океаническая серия океанического толеита, высокоглиноземистого и щелочного базальтов². В других регионах наиболее примитивные базальты могут приближаться по составу к океаническим толеитам.

На диаграмме FMA обнаружили важные особенности дифференциации серии магматических пород³. Диаграмма представляет собой треугольный график общих содержаний железа (в форме FeO), MgO и щелочей в серии петрологически родственных пород.

¹ Например, Южные Сандвичевы острова [Baker, 1968b].

² Kuno [1966].

³ Piwinski, Wyllie [1968]; Tilley [1950].

Химический состав представительной серии орогенных
эффузивных пород. Провинция Каскейд, северо-запад США,
по Ф. Тёрнеру и Дж. Ферхугену [1960]

Компоненты	Состав									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	47,1	50,7	51,5	55,8	60,1	63,2	67,7	68,6	72,4	73,6
TiO ₂	0,9	1,3	1,1	0,8	0,5	0,5	0,3	0,5	0,3	0,3
Al ₂ O ₃	18,5	18,1	17,5	18,0	17,9	18,2	16,3	15,6	14,0	14,0
Fe ₂ O ₃	Следы	1,6	1,5	2,6	2,0	1,4	0,3	1,3	0,6	0,4
FeO	7,9	7,0	6,7	4,1	3,5	3,3	3,2	2,2	1,8	1,4
MnO	Следы	0,4	0,2	0,1	Следы	Следы	Следы	Следы	—	0,0
MgO	10,9	7,6	6,7	5,1	3,5	2,3	1,3	1,1	0,3	0,4
CaO	12,0	9,7	8,8	7,4	6,3	5,2	3,4	3,1	1,3	1,4
Na ₂ O	2,3	2,7	3,3	3,6	4,2	4,1	3,9	4,5	5,0	4,0
K ₂ O	Следы	0,7	0,8	1,2	1,3	1,2	3,2	2,2	3,9	4,3
H ₂ O	0,3	—	0,7	0,9	0,4	0,5	0,3	0,8	0,5	0,2
P ₂ O ₅	0,1	0,2	0,3	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	Следы	0,1
Сумма	100,0	100,0	99,1	99,7	99,9	100,0	100,0	100,0	100,1	100,1

Примечания. 1, 2, 3 — высокоглиноземистый оливиновый базальт; 4 — базальтовый андезит; 5 — гиперстенный андезит; 6 — пироксеновый андезит; 7, 8 — дациты; 9, 10 — риолитовые обсидианы.

Толентовый тренд дифференциации, обычно имеющий место во время кристаллизации базальтовых или габбровых пород в условиях коры, установлен особенно хорошо. В нем проявляется заметное и до сильного обогащение железом на начальных и средних стадиях фракционирования, как это наблюдается в интрузиве Скаергаард¹ и в дифференцированных лавах вулкана Тхингмули в Исландии² (см. рис. 7-2). Это явление вызывается кристаллизацией оливинов и пироксенов, имеющих по сравнению с материнской магмой значительно большие отношения Mg : Fe.

На относительно поздней стадии тренд дифференциации обычно круто меняет направление и движется по направлению к щелочной вершине, часто достигая кульминации в обогащенных кремнеземом гранофировых породах. Количества кислых и средних дифференциатов, образовавшиеся во время толентового фракционирования такого типа, обычно бывают относительно небольшими по сравнению с объемами материнских основных магм.

В то время как толентовый тренд дифференциации обычно свойствен основным магмам, кристаллизующимся в сравнительно устойчивых условиях коры, магмы, образовавшиеся в регионах

¹ Wager [1960]; Wager, Deer [1939].

² Carmichael [1964].

субдукции литосферных плит (островные дуги и окраины континентов), часто следуют совершенно другому тренду дифференциации, названному известково-щелочным¹. На диаграмме FMA породы известково-щелочной серии попадают почти в прямую полосу, протягивающуюся от стороны Fe—Mg до щелочной вершины (см. рис. 7-2). С увеличением общего содержания щелочей (и кремнезема) наблюдается только относительно небольшое по сравнению с магмием обогащение железом.

Для получения известково-щелочного направления из исходного базальтового вещества необходима кристаллизация фаз с большими средними отношениями Fe:Mg, чем у кристаллизующихся из основных магм коры оливинов и пироксенов². Другим важным отличием известково-щелочных провинций от толентовых является то, что первые характеризуются присутствием огромных количеств магм с промежуточными содержаниями кремнезема. Наиболее распространенным типом магмы здесь являются андезиты, содержащие около 60% SiO₂, в больших объемах также присутствуют дациты, риодациты и риолиты.

На рис. 7-2 изображены направления, представляющие крайние пределы толентовой и известково-щелочной линий происхождения. В различных естественных петрологических сериях наблюдается непрерывность промежуточных направлений, заполняющих разрыв между идеальными толентовым и известково-щелочным направлениями. Обычно промежуточные направления имеют место на ранних стадиях развития островных дуг. Хотя они и обнаруживают определенные толентовые характеристики, включая различное обогащение железом на ранних стадиях дифференциации, эта тенденция редко выражается также сильно³, как это проявляется в истинно толентовых магмах. Кроме того, образуются соответственно значительно большие объемы промежуточных дифференциатов.

Несомненно, что эти промежуточные направления, имеющие место наряду со строго известково-щелочными направлениями, указывают на более разнообразные процессы магматического фракционирования в орогенных регионах, чем направления, наблюдающиеся в процессе нормального толентового фракционирования основных магм в земной коре.

¹ Термин «известково-щелочной» происходит от предложенного Пикоком [1931] индекса классификации горных пород, основанного на пересекающихся на вариационной диаграмме точках щелочей и окиси кальция по отношению к кремнезему для серии петрогенетически родственных пород. Хотя этот указатель вышел из употребления, термин «известково-щелочной» сохранился для обозначения определенных крупных серий горных пород, характерных для орогенных регионов.

² Или, наоборот, процесс первичного, частичного плавления может порождать материнские магмы с большим по сравнению с содержаниями кремнезема отношениями Mg:Fe, чем это наблюдается во время генерации нормальных базальтовых магм в результате частичного плавления пиролита («сухих» условиях (см. разделы 7-6 и 7-8).

³ Однако эффузивные породы Тонга являются примером строго выдержанного толентового направления [Ewart et al., 1973].

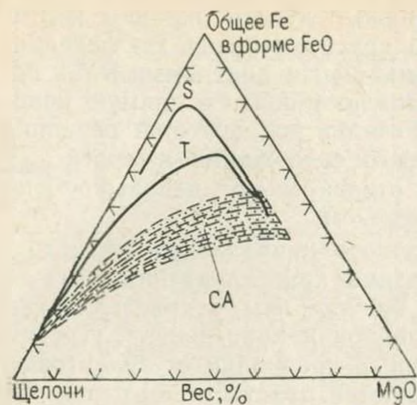


Рис. 7-2. Диаграмма FMA, иллюстрирующая характерные толеитовое и известково-щелочное направления дифференциации.

Толеитовое поле выделено при помощи направлений дифференциации, отмеченных для интрузива Скаергаард [Wager, Deer, 1939] и вулкана Тхингмули [Carmichael, 1964]. Известково-щелочная полоса (заштрихована) включает направления дифференциации, обнаруженные в провинциях Каскейд, Алеутской и Новозеландской. Кривые: S — направление дифференциации интрузива Скаергаард, T — вулкана Тхингмули

провинций отмечались на диаграмме значительные расхождения наклонов и пересечений.

Из диаграмм зависимости содержаний K_2O от SiO_2 они определили средние содержания K_2O при заданном уровне обогащения кремнеземом (например, 60%) для отдельных провинций. Эти показатели использовались в качестве характерных параметров последних.

После того как были сопоставлены характерные содержания K_2O по отношению к глубинам зон Беньофа, выяснился определенный тренд (рис. 7-4). Степень обогащения окисью калия увеличивалась с увеличением глубины зоны Беньофа под вулканической провинцией.

Дикинсон и Хатертон пришли к заключению, что между физическими механизмами, вызывающими землетрясения вдоль зоны Беньофа, и процессами, участвовавшими в генерации базальт-андезит-дацит-риолитовых серий, существовали генетические связи. Они предположили, что соответствующие разделяющие фазовые равновесия кристалл — жидкость значительно менялись в зависимости от давления и контролировали степень обогащения магм окисью калия. Их модель также предусматривала генерацию на значительной глубине в мантии магм орогенного типа.

В последующем описании рассматривается весь диапазон магм, образовавшихся в регионах субдукции литосферных плит, в качестве принадлежащих к орогенной ассоциации магматических пород, вне зависимости от возможной классификации направлений их дифференциации, как строго известково-щелочных или обладающих в различной степени толеитовыми свойствами (со ссылкой на диаграмму MA).

Геохимические особенности.

Дикинсон и Хатертон [1967] установили важную химическую особенность орогенных эффузивных серий. Они построили вариационную диаграмму содержания K_2O в зависимости от содержания SiO_2 для большого числа серий горных пород из различных орогенных вулканических провинций. Полученные направления для конкретных провинций приближались к линейным (рис. 7-3).

Но для разных вулканических

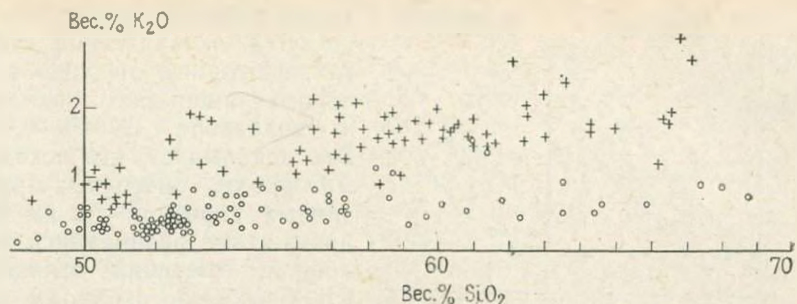


Рис. 7-3. Изменение содержания окиси калия в зависимости от содержания кремнезема для дуги Рюкю-Кюсю (крестики) и дуги Идзу (кружки) в Японии.
По Диккинсону [1968]

Тейлором и другими исследователями¹ систематически изучались химические свойства малых элементов в андезитах и родственных им горных породах, что позволило во многом выяснить их происхождение. Важной особенностью является то, что широкий диапазон относительных содержаний (пятикратный или больше), обнаруживаемый калием и другими родственными несовместимыми элементами (U, Th, Rb, Cs, Ba, Sr, Pb, редкими землями, Zr и Hf) в андезитах, примерно соответствует составам главных элементов.

Эти формы распространенности связаны с различными направлениями дифференциации на диаграмме FMA. Общие уровни содержаний несовместимых элементов обычно бывают низкими в сериях горных пород толентового направления и высокими в породах известково-щелочного характера дифференциации.

Особенно важна распространенность редких элементов. В породах орогенных эффузивных серий, дифференциация которых идет в толентовом направлении, редкие земли часто обнаруживают свойственные хондритам содержания, в то время как их абсолютные концентрации бывают значительно ниже (в 5—20 раз) хондритовых. С другой стороны, в типично известково-щелочных вулканогенных горных породах редкоземельные элементы обычно сильно фракционированы. В андезитовых известково-щелочных породах уровни содержания легких редких земель (La, Ce и др.) часто в 30—50 раз превышают хондритовые, а тяжелых (Yb, Lu и др.) — только в 10 раз.

Обнаружено, что изотопные отношения $^{87}\text{Sr}:^{86}\text{Sr}$ в молодых орогенных эффузивных породах² обычно колеблются в пределах 0,703—0,707, причем наиболее часто наблюдаемым отношением является 0,704. Таким образом, стронций эффузивных пород по-

¹ Gill [1970, 1974]; Jakeš, Gill [1970]; Jakeš, White [1969, 1971]; Taylor [1967, 1969]; Taylor, White [1966].

² Armstrong [1968]; Doe et al. [1969]; Ewart et al. [1968, 1973]; Gill [1970, 1974]; Hedge [1966]; Tilley [1950].

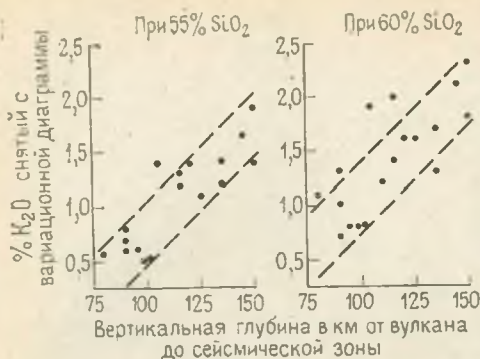


Рис. 7-4. Зависимость содержания окиси калия в некоторых лавах от глубины зоны Бенъфа ниже островных дуг. По Диккинсону [1968]

из океанических толентов. Это согласуется с петрогенетическими соображениями.

На орогенных эффузивных породах были выполнены многочисленные исследования изотопов свинца¹. Эти данные важны тем, что они имеют отношение к возможной контаминации выше-названных пород океаническими отложениями (см. разд. 7-5).

7-3. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ВЗАИМОСВЯЗИ

Относительные содержания различных членов базальт-андезит-дацит-риолитовых серий для разных провинций широко варьируют. В Тихоокеанской провинции наиболее распространенным членом этих серий является андезит [Купо, 1969]. Однако в некоторых местах андезит подчинен базальту² или риолиту и риодациту³. По-видимому, в состав большинства орогенных эффузивных провинций входят представители всех основных типов магмы. Однако из этого существуют исключения, так, видимо, отсутствует базальт в Чилийских Андах⁴.

Исследования наводят на мысль, что характер и относительные объемы членов орогенных эффузивных серий, вероятно, систематически меняются в зависимости от времени и стадии магматической эволюции данной провинции. Бейкер [1968b] осуществил впечатляющее сравнение возрастов, строения и петрологии двух современных вулканических дуг — Малых Антильских и Южных Сандвичевых островов. Судя по нескольким критериям (размер,

добен стронцию, присутствующему в океанических толентах, изотопные отношения которого чаще всего находятся в диапазоне 0,7025—0,7030. Это доказывает, что исходные материалы орогенных эффузивных пород почти на всем протяжении развивались в условиях, имеющих отношение Rb : Sr обычно сходное с этим отношением в мантии и сильно отличающееся от его среднего значения в коре. Однако содержащийся в большинстве орогенных эффузивных пород стронций заметно более радиогенный, чем обычный стронций

¹ Armstrong [1971]; Armstrong, Cooper [1971]; Church et al. [1973]; Doe [1967]; Ewart et al. [1973]; Oversby, Ewart [1972]; Tatsumoto [1969].

² Например, Южные Сандвичевы острова [Baker, 1968a].

³ Например, Чилийские Анды [Pichler, Zeil, 1969].

⁴ Базальт также редок или отсутствует на севере провинции Каскейд [Hors-son et al., 1965].

вулканическая активность, временные и структурные взаимосвязи), Южные Сандвичевы острова по сравнению с Малыми Антильскими, видимо, представляют собой островную дугу более ранней стадии эволюции. Между дугами существуют значительные петрографические различия. Основным преобладающим типом горной породы на южных Сандвичевых островах является базальт, а на Малых Антильских — андезит (рис. 7-5). Кроме того, согласно диаграмме FMA, направление дифференциации для пород Южных Сандвичевых островов является промежуточным между толентовым и известково-щелочным, в то время как для пород Малых Антильских островов — типично известково-щелочным. В отличие от базальтов Малых Антильских островов базальты Южных Сандвичевых островов характеризуются более низкими концентрациями K, Sr и Ba и более высокими Sr, Co и Ni, а также проявляют определенное сходство с океаническими толентами, тогда как базальты Малых Антильских островов заметно отличаются от последних.

Бейкер делает вывод, что обе островные группы представляют собой сильно отличающиеся стадии эволюции островных дуг. Южные Сандвичевы острова относятся к ранней стадии, когда изливающиеся лавы были в основном толентовыми, и большинство кислых дифференциатов следует по толентовому направлению диаграммы FMA. С другой стороны, Малые Антильские острова могут представлять собой более позднюю и развитую стадию эволюции, при которой основной объем излившейся лавы является андезитовым по составу, а направление дифференциации — типично известково-щелочным (см. рис. 7-2).

В результате детальных петрохимических исследований систем островных дуг в Меланезийском регионе Тихого океана обнаружилось, что такое строение распространено повсеместно, и что, видимо, оно является главной особенностью эволюции систем островных дуг¹. Как отмечалось ранее, базальты в этих условиях, как правило, отличаются химически от обычных океанических толентов и поэтому они были названы толентами островных дуг².

Родственные толентам горные породы, проявляющие заметное обогащение железом с увеличением содержания SiO₂, видимо,

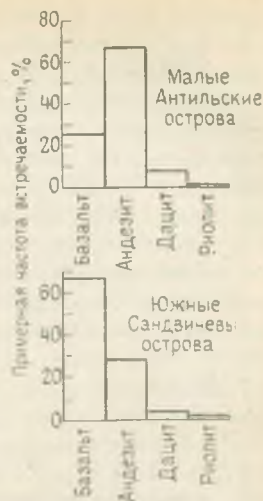


Рис. 7-5. Частота встречаемости базальта, андезита, дацита и риолита на Малых Антильских и Южных Сандвичевых островах.

По Бейкеру [1968a]

¹ Ewart et al. [1973]; Gill [1970]; Jakeš, Gill [1970]; Jakeš, White [1969, 1971].

² Jakeš, Gill [1970].

преобладают на ранних стадиях образования отдельных островных дуг, включая острова Фиджи, Тонга, Идзу и Марианна, а также Новую Гвинею и Новую Британию. В отличие от нормальных известково-щелочных пород, они характеризуются более низким содержанием кремнезема, большим обогащением железом, повышенными отношениями $\text{Na} : \text{K}$, а также небольшими количествами калия и ассоциирующих малых элементов. Кроме того, они имеют отношения $\text{K} : \text{Pb} \sim 1000$, $\text{Th}/\text{U} \sim 1-2$ и близкие к хондритовым формы редкоземельных элементов.

Часто наблюдается непрерывный ряд дифференциатов, изменяющийся от базальта через базальтовый андезит до андезита, дацита и риолита, хотя в целом эта серия сохраняет описанные выше химические особенности. Средний состав всей серии, видимо, более основной ($\text{SiO}_2 \sim 55\%$) по сравнению со средним составом известково-щелочных серий ($\text{SiO}_2 \sim 60\%$).

В соответствии с предположением Бейкера, породы известково-щелочной серии, вероятно, должны были образоваться во многих регионах на более поздней и более зрелой стадии эволюции островных дуг. Примеры могут быть обнаружены на островах Фиджи, Новой Зеландии, Индонезии, Вест-Индии, на западе США, Алеутских островах и Камчатке. Кроме типичного направления на диаграмме FMA и повышенного количества более кремнистых членов породы известково-щелочных серий обычно содержат большие объемы калия и родственных несовместимых элементов и часто характеризуются сильно фракционированными формами редкоземельных элементов¹.

Барагар и Гудвин [1969] изучали распространения орогенных эффузивных пород в провинциях озер Верхнего и Большого Невольничьего в пределах Канадского щита. Здесь эти породы встречаются повсюду в огромных объемах, мощность некоторых толщ превышает 12 тыс. м. Первоначальные составы этих толщ из различных регионов весьма сходны между собой и, видимо, значительно отличаются от обычных тихоокеанских андезитов более низкими содержаниями K , Ti , Ba и Sr . Также очевидно образование этих серий в результате последовательной эволюции.

Среди более древних членов геологических разрезов в основном преобладают базальтовые горные породы, тогда как андезиты больше развиты в более молодых разрезах. По примерным подсчетам установлено, что в среднем базальты здесь сравнительно более распространены, чем в Тихоокеанской провинции. Удельный вес основных типов горных пород следующий (%): базальт 60, андезит 28, дацит и риолит 12. Поскольку эффузивные породы часто бывают пирокластическими, а дациты гораздо легче подвергаются эрозии и выветриванию, чем массивные базальты, эти соотношения следует рассматривать осторожно. Значительная часть некоторых геосинклинальных поясов Северной Америки вы-

¹ Ewart et al. [1973]; Taylor [1969].

полнена выветрелыми андезитовыми обломками¹. При оценке распространенности андезитовых вулканогенных пород в разрезах докембрийских щитов следует учитывать андезитовые компоненты ассоциирующих геосинклинальных отложений.

Хотя описанные выше направления эволюции в орогенном вулканизме кажутся широко распространенными, они встречаются далеко не во всем мире. В Японии Куно [1950, 1966, 1968, 1969] давно установил два вида происхождения орогенных эффузивных пород: тесно связанные во времени и пространстве пижонитовую и гиперстентовую серии. Первая, обнаруживающая толеитовое направление дифференциации, соответствует менее развитым сериям. В южной части Эгейской дуги обычное направление эволюции кажется перевернутым².

7.4. РЕЖИМ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПРИ АТМОСФЕРНОМ ДАВЛЕНИИ

Соотношения при плавлении серий дифференцированных толеитовых или щелочных горных пород обычно постоянны. С ростом отношения $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) : (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ температуры ликвидусов горных пород более или менее постоянно уменьшаются³ (рис. 7-6). В табл. 7-2 показано поведение некоторых типичных орогенных эффузивных пород во время плавления.

Как видно из отношений $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) : (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$, систематической связи между температурами ликвидуса и степенью фракционирования не существует. Режим орогенных серий в основном отличается от режима толеитовых и щелочных серий. Наиболее важной особенностью является высокая температура кристаллизации плагиоклаза и обширный температурный интервал, когда кристаллизуется только он один. Особенно это заметно в даците, где плагиоклаз появляется при T 1275° С и кристаллизуется в интервале 100° С, прежде чем к нему присоединяется пироксен.

Эти взаимосвязи делают весьма маловероятным происхождение орогенных эффузивных серий путем кристаллизации из материнских базальтовых магм при давлении 1 атм.

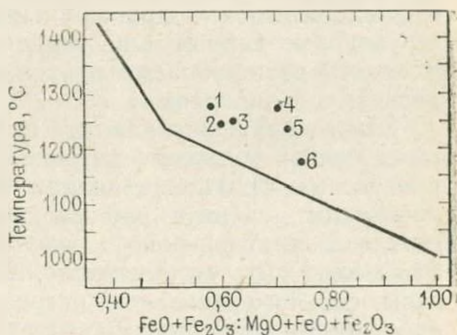


Рис. 7-6. Графики температуры ликвидуса в зависимости от обогащения железом для серии гавайских толеитов (сплошная линия) по сравнению с соответствующими зависимостями для группы горных пород орогенного типа (см. табл. 7-2).

По Тилли и др. [1967] и Брауну и Шерру [1968]. Номера — горные породы, которые упоминаются в табл. 7-2

¹ Dickinson [1962].

² Nicholls [1971].

³ Tilley [1950].

Режим кристаллизации серии известково-щелочных пород Вест-Индии.
По Брауну и Шереру [1968]

Номера пород*	BS**	Горная порода	Содержание SiO ₂ , %	Максимальная температура кристаллизации основных фаз, °C
1	16K	Оливиновый базальт	47,9	Pl (1280)
2	20L 27V	То же	50,5	Pl (1245)
		" "	50,5	Pl (1215) Ol (1185) Px (1175)
5	19K	Гиперстеновый андезит	59,7	Pl (1240) Px (1180)
4	21L	То же	60,7	Pl (1255) Px (1180)
3	23L	Биотитовый дацит	64,9	Pl (1275) Px (1180)

* Номера соответствуют номерам горных пород, изображенных на рис. 7-6. (см. рис. 7-6) соответствует породе 19K-A.

** Приведены номера образцов горных пород, использованных Брауном и Шерером.

Горные породы с высоким содержанием нормативного плагиоклаза, например андезиты и дациты, образуют термальный барьер между базальтами, с одной стороны, и имеющими, вероятно, значительно меньшие температуры ликвидуса и солидуса риолитами и риодацитами — с другой¹. Приведенные ранее химические и структурные данные явно свидетельствовали о том, что андезиты и дациты находились на нисходящей линии ликвидуса между базальтами и риолитами.

Эти соображения наводят на мысль, что для любой гипотезы, стремящейся объяснить петрогенез орогенных эффузивных серий процессами фракционирования кристалл — жидкость, совершенно необходим механизм для уменьшения поля кристаллизации плагиоклаза по отношению к железисто-магнезиальным минералам. Это может быть осуществлено под влияниями высокого давления воды, сильного давления нагрузки или же в результате какой-либо комбинации этих факторов². Вторым требованием для подобной гипотезы является обоснование характерных направлений дифференциации на диаграмме FMA (см. рис. 7-2), которые означают, что вовлеченные в процесс фракционирования магм орогенного типа железисто-магнезиальные минералы в среднем обладают более высокими отношениями Fe : Mg, чем оливины и пи-

¹ Tuffe, Bowen [1958].

² Hamilton [1964]; Yoder [1969]; D. Green, Ringwood [1967].

роксены, контролирующие фракционирование магм нормального толеитового типа.

Данные по составу железисто-титановых окисных фаз, кристаллизующихся из андезитовых и дацитовых магм, свидетельствуют о температуре кристаллизации в интервале¹ от 900 до 1050°С. Этот интервал значительно меньше, чем предполагаемые температуры кристаллизации безводных андезитовых и дацитовых магм (см. табл. 7-2). Поэтому возникает предположение, что во время кристаллизации этих пород в естественных условиях имели место значительные давления водяного пара.

7-5. РАННИЕ ТЕОРИИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ОРОГЕННЫХ ЭФФУЗИВНЫХ СЕРИЙ

Плавление ранее существовавшей сиалической оболочки, гибридизация и контаминация базальтовой магмы сиалической корой. В ранних изданиях² предлагалось и с одобрением обсуждалось большое количество теорий такого типа. Но по отношению к ним имеется много серьезных возражений. Все теории, предусматривающие в петрогенезе участие ранее существовавших континентальных сиалических горных пород, оказались несостоятельными при обосновании происхождения орогенных эффузивных серий в океанических регионах, где отсутствуют древние сиалические породы³. Эти теории также не могут объяснить сходство между сериями орогенных эффузивных пород, изверженных в условиях внутриокеанических островных дуг, и сериями, образовавшимися близ континентальных окраин.

Подобные гипотезы не в состоянии обосновать эволюцию сиалических компонентов из мантии. Начальные отношения изотопов стронция для андезитов обычно низкие и сходны с таковыми для базальтов. Это указывает на то, что они не могли сформироваться из ранее существовавшего корового вещества, обогащенного радиогенным стронцием⁴. Отмеченные во многих андезитах относительно содержания малых элементов также свидетельствуют не в пользу образования из сиалического вещества⁵.

Все эти возражения отвергают данные гипотезы, пытающиеся объяснить петрогенез вулканогенных членов орогенной ассоциации. Однако подобные механизмы могут иметь локальное значение в некоторых регионах и их иногда можно привлечь для объяснения генезиса риолит-риодацитовых членов вулканогенных серий. Этот класс гипотез, вероятно, имеет также значение и для объяснения происхождения интрузивных членов орогенной ассоциации.

¹ Carmichael [1964]; Nichols [1971]; Wilkinson [1966].

² Пересмотрены Т. Грином и Рингвудом [1968a].

³ Coats [1962]; Gorshkov [1962, 1969].

⁴ Doe [1967]; Ewart, Stipp [1968]; Hedge [1966].

⁵ Taylor, White [1966].

Контаминация базальтовой магмы океаническими отложениями. Согласно этой теории, глубоководные океанические осадки, затянутые в мантию вдоль зон субдукции, играют основную роль в петрогенезе орогенных эффузивных серий¹. Однако изучение относительных содержаний малых элементов в океанических отложениях и андезитах выявило, что в состав последних входит только несколько процентов океанических отложений². Исследование изотопов свинца из орогенных эффузивных пород о. Тонга показало, что не более единиц процентов имеющегося в них Pb могло быть получено за счет океанических отложений. Армстронг утверждал, что количество океанических отложений, встречающихся в некоторых орогенных эффузивных сериях (например, в новозеландских андезитах), может достигать 10%, но такой вывод подвергся критике³.

В свете имеющихся данных кажется очевидным, что свойства основных элементов вулканогенных пород из орогенных областей существенно связаны с их первичным происхождением и не отражают значительных степеней контаминации океаническими осадками. Тем не менее, в некоторых случаях нельзя отрицать того, что небольшие объемы подобных отложений все-таки наблюдаются. Это предположение может помочь понять свойства некоторых элементов и изотопов, например распространенность бария и изотопный состав стронция.

Фракционная кристаллизация базальтовой магмы. По мнению Боуэна [1928], базальт-андезит-дацит-риолитовая серия пород образовалась в результате простой фракционной кристаллизации безводных базальтовых магм. Однако детальные исследования фракционирования последних в коре выявили, что этот процесс следует по толеитовому, а не по известково-щелочному направлению⁴. Кроме того, фракционная кристаллизация оказывается не в состоянии, как это предполагалось, генерировать расплавы андезитового или дацитового составов, характеризующиеся присутствием на ликвидусе известкового плагиоклаза при температурах выше безводного базальтового ликвидуса (см. табл. 7-2).

Против этой гипотезы свидетельствует и отмеченное во многих регионах извержение огромных масс андезитов совсем без сопутствующих базальтов или с небольшим их количеством. Многочисленные возражения против гипотезы Боуэна были приведены Польдеваартом и Эльстоном [1954].

Кеннеди [1955] и Осборн [1959, 1962, 1969a, b], учитывая влияние давления кислорода на направления кристаллизации модельных систем и базальтовых магм, расширили гипотезу Боуэна. Они предположили, что нормальное толеитовое направление кристаллизации является следствием фракционирования базаль-

¹ Armstrong [1968, 1971]; Coats [1962].

² Taylor [1969].

³ Oversby, Ewart [1972].

⁴ Wager, Deer [1939].

товой магмы при постоянном общем составе (закрытая система). Однако если кристаллизация базальта протекает в условиях, способных во время процесса обеспечить введение избыточного кислорода в магму, то на ранних стадиях кристаллизации возможно осаждение большого количества магнетита. Это препятствует обогащению железом толеитовых расплавов.

В изученной упрощенной модельной системе $Mg-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$ (как чистой, так и насыщенной анортитом) фазы, кристаллизовавшиеся вначале, обогащены MgO и FeO , но обеднены SiO_2 . Таким образом, остаточные расплавы на диаграмме ГМА должны следовать известково-щелочному направлению дифференциации.

Применяя это положение к естественным горным породам, Осборн считает, что оливиновые базальтовые магмы изливаются на высоких горизонтах во влажные массы геосинклинальных осадков, из которых они абсорбируют несколько процентов воды. Образующийся вследствие диссоциации этой воды кислород вызывает осаждение магнетита, в то время как водород выделяется обратно в геосинклинальные отложения. Осборн [1969a] утверждает, что при таких условиях обширное фракционирование ведет к образованию андезитовых магм, и комплементарные кристаллические дифференциаты представляют собой альпинотипные перидотиты.

Гипотеза широко обсуждалась в литературе и заслужила некоторое признание¹. Тем не менее она вызывает серьезные возражения. Слабым является доказательство в пользу интенсивного осаждения магнетита на ликвидусах базальтовых, базальт-андезитовых и андезитовых магм или вблизи них. Тщательные исследования некоторых базальт-андезитовых разрезов показали, что рано отделившийся магнетит не может служить механизмом дифференциации². Горные породы орогенного типа не всегда бывают сильно окисленными³, большая часть отмеченных высоких отношений $Fe^{3+}:Fe^{2+}$ может быть отнесена за счет субаэрального окисления во время извержения. В результате изучения минерального состава вулканогенных пород орогенного типа обнаружилось окисление, сопоставимое с окислением толеитов⁴.

Гипотеза Осборна подразумевает фракционирование на высоких уровнях коры в условиях гидратированных осадков. В регионах орогенного вулканизма, умеренно рассеченных эрозией, должны в изобилии встречаться комплементарные осадки, состоящие из магнетита+оливин+плагноклаз. Но их присутствие еще не обнаружено.

Осборн утверждает, что альпинотипные перидотиты представляют собой комплементарные дифференциаты андезитовых магм.

¹ Например, Купо [1968].

² Carmichael, Nichols [1967]; Smith, Carmichael [1968].

³ D. Green, Ringwood [1967].

⁴ Best, Mercy [1967]; Carmichael [1967]; Smith, Carmichael [1968]; Wilkin-son [1966].

Мало кто из петрологов согласится с этим утверждением. Минеральная ассоциация и состав минералов альпийских перидотитов (оливины и пироксены с отношением $Fe(Mg+Fe) \sim 0,1$ и обогащенные хромом шпинели) не имеют сходства с минеральными ассоциациями или минералами, которые, в соответствии с гипотезой Осборна, должны быть на ликвидусе расплавов или вблизи них, фракционирующих от базальта до андезита (магнетит, плагиоклаз, оливины и пироксены с отношением $Fe : (Fe+Mg) \sim 0,3-0,4$).

Это далеко не полный перечень возражений. Эксперименты, на которых основывается данная гипотеза, были выполнены на упрощенных системах, где или плагиоклаз не был составной частью, или расплавы были насыщены им. Опыты Осборна не обнаружили какого-либо пути проникновения через «плагиоклазовый барьер» (см. табл. 7-2), кроме допущения избыточного давления воды; однако в этом случае в естественных базальтовых системах магнетит не мог бы быть фазой ликвидуса. Кристаллизующийся из орогенных магм магнетит обогащен ванадием¹ (обычно от 0,5 до 1,4%) с коэффициентом разделения для ванадия около 35. В переходных от базальта к андезиту орогенных сериях содержание ванадия может быть примерно постоянным или уменьшенным в два раза². Эти наблюдения определяют наибольшее содержание магнетита, который мог бы кристаллизоваться при дифференциации от базальта до андезита, в 2—3%.

Мало вероятно, что наивная гипотеза Осборна может противостоять указанным возражениям. Однако это не значит, что степень окисления — ничтожный фактор в петрогенезе орогенных магм. Для получения необходимых давлений кислорода Осборн был вынужден добавить в магму воду, но это ведет к отрицанию его гипотезы, поскольку при достаточном для разрушения «плагиоклазового барьера» давлении воды направление фракционирования расплава обычно регулируется сепарацией амфибола, а магнетит вовлекается только случайно (при необычно высоких давлениях кислорода)³. Данное обстоятельство порождает совершенно новую гипотезу, которая будет обсуждена ниже.

С увеличением давления кислорода количество удаляемого из расплава железа вследствие кристаллизации амфибола будет увеличиваться, поскольку в этих условиях в амфиболы будет проникать большее количество окисного железа. Таким образом, влияние окисления на направление фракционирования остаточных расплавов, хотя и значительное, но не главное.

7-6. ОБРАЗОВАНИЕ ОРОГЕННЫХ ЭФФУЗИВНЫХ СЕРИЙ ВСЛЕДСТВИЕ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ МАНТИИ В УСЛОВИЯХ ВЫСОКОГО ДАВЛЕНИЯ ВОДЫ

По предположению Польдеваарта [1955] в условиях высокого давления воды и пара продукт частичного плавления ультраоснов-

¹ Duncan, Taylor [1968]; Smith, Carmichael. [1968]; Taylor, White [1966].

² Baker [1968a].

³ Nicholls [1971].

ной верхней мантии может быть скорее андезитовым, чем базальтовым. Подобное предположение было сделано О'Хара [1965] по аналогии с равновесием при кристаллизации в упрощенной модельной системе. Эту гипотезу главным образом на основании экспериментов с простыми модельными системами¹, в частности с системой $MgO + SiO_2 + H_2O$, поддержали Кусиро и другие ученые. Изображенные на рис. 7-7 фазовые отношения вдоль соединения $Mg_2SiO_4 - SiO_2$ при давлении 20 кбар и в присутствии избыточной воды показывают, что при температуре выше $1375^\circ C$ эгстатит плавится incongruently с образованием небольшого количества форстерита плюс расплав, который содержит немного больше кремнезема, чем чистый состав $MgSiO_3$.

Аналогичные эксперименты были выполнены на системах, в которых дополнительно к MgO , SiO_2 и H_2O в качестве компонентов брались диопсид, апортит и нефелин² (по отдельности). Давления при этом изменялись от 10 до 30 кбар. Большая часть экспериментов выполнялась в присутствии избыточного водяного пара. Во всех водных системах поле кристаллизации оливина было значительно шире подобного поля в соответствующей сухой системе, и для двух из них (но не для трех) распространялось в насыщенные кремнеземом расплавы.

В изученных Кусиро и Йодером системах степень перенасыщения расплавов, из которых предположительно должен был кристаллизироваться оливин, составляла 4% SiO_2 (в простой системе $MgO - SiO_2 - H_2O$). В других системах при добавлении других компонентов этот процент уменьшался. Таким образом, если экспериментальные системы считать соответствующими естественным, то было бы разумно предположить, что первым расплавом, который образуется при частичном плавлении перидотитовой мантии в условиях высокого давления воды (20—30 кбар), будет, вероятно, перенасыщенный толеит, содержащий несколько процентов нормативного кварца.

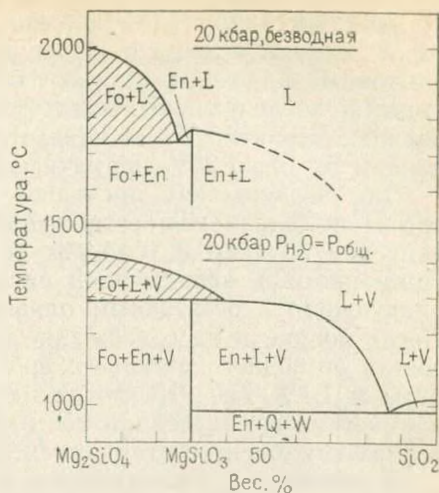


Рис. 7-7. Система $Mg_2SiO_4 - SiO_2$ при давлении 20 кбар (безводная) и при том же давлении ($P_{нагрузки} = P_{H_2O}$). По Кусиро и Йодеру [1969]

¹ Kushiro [1950, 1966]; Kushiro, Yoder [1969]; Kushiro et al. [1968]; Sclar et al. [1968]; Yoder [1969].

² Kushiro [1969, 1970].

Действительно, таким и было первоначальное заключение, которое сделали Кусиро и Йодер на основании результатов своих опытов¹. Однако по аналогии с обсужденными выше простыми системами последующий вывод о том, что первый образовавшийся расплав, вероятно, будет андезитовым или дацитовым, т. е. содержащим от 10 до 25% нормативного кварца, вряд ли правилен.

Для поддержания последней гипотезы были осуществлены опыты по плавлению естественного шпинелевого лерцолита при давлении 26 кбар и температуре 1190°С в присутствии воды². Примерно 20% загруженной массы расплавилось до стекла, ассоциирующего с остаточным оливином, орто- и клинопироксеном. После поправки на содержание воды (13%) обнаружилось, что в состав безводного стекла входит 68% SiO₂; 10,2% CaO; 0,6% MgO и 1,1% FeO. Несмотря на то что повышенное содержание кремнезема в полученном составе напоминает дацит, содержания других компонентов отличаются от него (см. табл. 7-1).

В результате последующего изучения³ взаимосвязей во время плавления искусственного «дацита» в условиях P - T - P_{H_2O} , идентичных условиям эксперимента Кусиро и др., обнаружилось, что расплав такого состава не мог бы находиться в равновесии с отмеченной остаточной минеральной ассоциацией и, следовательно, при частичном плавлении лерцолита в равновесных условиях не смог бы образоваться такой «дацит». Причины этих расхождений обнаружались при дальнейших исследованиях⁴ плавления пиролита в условиях, когда $P_{H_2O} = P_{общ}$. Было доказано, что при давлении 20 кбар высокое содержание кремнезема в расплаве было следствием быстрого метастабильного осаждения оливина и амфибола во время закаливания.

Иной подход к оценке этой гипотезы был осуществлен Николлсом и Рингвудом [1973]. Они исследовали при высоких давлениях кристаллизационное равновесие оливинового толента (см. табл. 1-1, 6) и насыщенного кремнеземом толента⁵ (табл. 7-3). В обоих случаях условия были безводными и в присутствии контролируемых количеств воды. Обнаружилось, что фаза ликвидуса оливинового толента в безводных условиях была оливиновой до давления 14 кбар, выше которого оливин замещался клинопироксеном, а выше 18 кбар — гранатом. Однако было установлено, что максимальное кристаллизационное давление оливина при добавлении воды к базальту заметно и постоянно увеличивалось. В присутствии 10% воды оливин сохранялся на ликвидусе до 18 кбар, в то время как добавка 20% воды ($P_{H_2O} < P_{общ}$) способствовала сохранению оливиновой жидкой фазы до 25 кбар. В конце концов в условиях насыщения водой ($P_{H_2O} = P_{общ}$) оливин был обнаружен на ликвидусе при давлении 27 кбар.

¹ Kushiro, Yoder [1969]; Kushiro et al. [1968].

² Kushiro et al. [1972].

³ Nicholls, Ringwood [1973].

⁴ D. Green [1972].

⁵ Т. е. не содержащего нормативных кварца или оливина.

Сопоставление состава, полученного путем удаления оливина из экспериментального толента, с естественным базальтовым андезитом. По Николлсу и Рингвуду [1973]

Компоненты	Насыщенный кремнеземом толент	Насыщенный кремнеземом толент минус 13% равновесного ОI (F _{0.13})	Базальтовый андезит I.1 о. Лейт гр. Тонга	Компоненты	Насыщенный кремнеземом толент	Насыщенный кремнеземом толент минус 13% равновесного ОI (F _{0.13})	Базальтовый андезит I.1 о. Лейт гр. Тонга
SiO ₂	51,5	53,9	53,7	MgO	9,4	4,1	4,3
TiO ₂	1,8	2,0	0,6	CaO	8,9	10,3	11,1
Al ₂ O ₃	13,8	16,0	17,7	Na ₂ O	2,5	2,9	1,8
Fe ₂ O ₃	2,2	2,3	2,6	K ₂ O	0,7	0,8	0,4
FeO	8,9	7,3	7,6	P ₂ O ₅	0,2	0,2	0,1
MnO	0,2	0,1	0,2	Mg			
				Mg+Fe mol	0,65	0,5	0,5

Этими экспериментами подтвердилось то, что в естественной базальтовой системе добавка воды при высоком давлении значительно расширяет первичное поле кристаллизации оливина. Действительно, при давлениях от 18 до 27 кбар, когда гранат и клинопироксен (эклогит) в сухих условиях представляют собой жидкие фазы и образуют термальный раздел в системе ОI+Ga+Orx+Qz (рис. 7-8), добавление воды вызывает расширение оливинового поля через эклогитовую плоскость в кварц-эклогитовое пространство.

Исследования степени распространения первичного поля оливина в условиях высокого давления воды в более богатые кремнеземом системы осуществлялись с помощью наблюдения за кристаллизацией насыщенного SiO₂ толента (см. табл. 7-3). Результаты этих наблюдений изображены на рис. 7-9. В сухих условиях оливин находился на ликвидусе при атмосферном давлении, но при давлении ниже 4,5 кбар он исчез¹. Однако при добавлении 10% воды оливин сохранял фазу ликвидуса до давления 14 кбар, а в условиях водного насыщения ($P_{H_2O} = P_{общ}$) оливин находился на ликвидусе при 20 кбар и температуре 1030°С (20% H₂O).

Соответствующие эксперименты были проделаны на базальтовом андезите [56% SiO₂, 8% нормативного кварца, отношение Mg:(Mg+Fe)=63]. В условиях водного насыщения ($P_{H_2O} = P_{общ}$) оливин присутствовал на ликвидусе максимум до давления 6 кбар.

¹ T. Green et al. [196



Рис. 7-8. Диаграмма, иллюстрирующая плавление в мантии при давлениях более 20 кбар.

Эклогитовая плоскость (затемнена) в сухих условиях образует термальный раздел, но при высоких давлениях воды через нее проникает первичное поле оливина. В сухих условиях состав первого расплава X для того, чтобы образоваться в результате частичного плавления, всегда находится на оливиновой стороне эклогитовой плоскости. При высоких давлениях воды и пара состав первого расплава Z расположен на кремнеземистой стороне эклогитовой плоскости. Дальнейшее фракционирование замкнутой системы путем отделения эклогитовых минералов, вероятно, будет доводить остаточные расплавы до богатых кремнеземом составов

кварца), содержащие до 60% SiO_2 , могут быть в равновесии с оливинсодержащими остаточными минеральными ассоциациями при максимальном давлении до 10 кбар. При более высоких давлениях в водных расплавах, находящихся в равновесии с перидотитовыми минеральными ассоциациями, резко снижаются содержания кремнезема и нормативного кварца. Такие результаты явно предусматривают жесткие ограничения возможности образования андезитовых магм вследствие прямого частичного плавления на глубинах 70—100 км, как это утверждает Кусиро.

Кроме того, имеются и другие ограничения возможности получения первичных кварц-толеитовых и базальт-андезитовых магм в результате водного частичного плавления. Температуры ликвидуса насыщенных водой толеитов при высоком давлении сильно понижены и они меньше температур ликвидуса при давлении 1 атм (см. рис. 7-9). Таким образом, образовавшиеся на значительных глубинах в мантии насыщенные водой магмы не в состоянии достичь поверхности без кристаллизации по мере ослабления ограничивающего давления и исчезновения воды. Для того чтобы избежать этого, возникшие в результате частичного плавления в мантии базальты должны быть недосыщены водой. Но это обстоятельство в свою очередь требует значительного ограничения интервала глубины, на которой могут образоваться в равновесии с перидотитом мантии такие толеиты.

Результаты этих опытов подверглись детальному обсуждению. Они наглядно показывают, что при введении в магму достаточного количества воды в результате частичного плавления на глубине до 100 км могли бы образоваться богатые оливином, а на глубине до 70 км — насыщенные кремнеземом толеитовые магмы. Это значительно больше глубин, на которых образуются данные магмы в сухих условиях (70 и 15 км соответственно). Более того, исследованная таким способом базальт-андезитовая магма могла бы получиться в результате частичного плавления обогащенной оливином мантии в условиях насыщения водой на глубине до 20 км. Последующие работы Николлса [1974] на большом диапазоне составов значительно увеличили этот предел. Он обнаружил, что андезитовые расплавы ($\geq 10\%$ нормативного

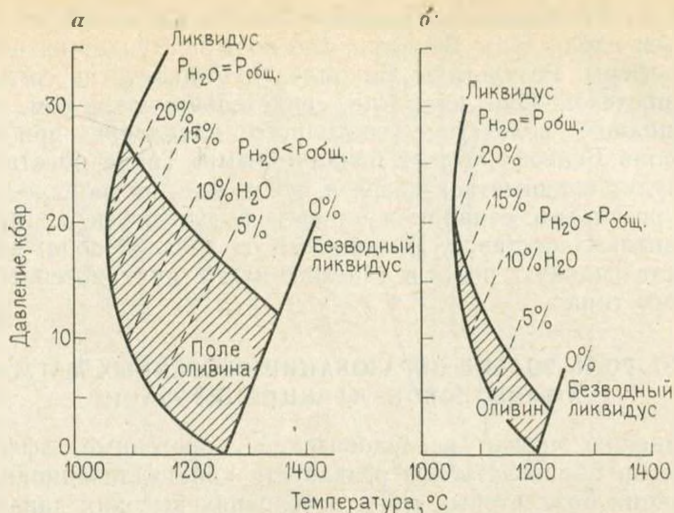


Рис. 7-9. Ликвидусы оливинового толеита и толеита насыщенного кремнеземом, в условиях $P_{H_2O} \leq P_{общ}$ для различных содержаний воды.

Заштрихованные участки — области кристаллизации оливина на ликвидусах или близ них: а — оливиновый толеит; б — насыщенный кремнеземом толеит По Николлсу и Рингвуду [1973]

Анализ соответствующих фазовых соотношений¹ показывает, что насыщенные водой магмы оливин-толеитового или обогащенного SiO_2 типа, сформировавшиеся в мантии на глубинах от 60 до 100 км, по мере их подъема в более высокие горизонты (где ограничивающее давление меньше) вынуждены кристаллизоваться и фракционировать. Кроме того, пути остывания (адиабатические) этих магм проходят только через поле кристаллизации оливина. Кристаллизация 10—15% оливина из насыщенной кремнеземом толеитовой магмы дает состав базальтового андезита (см. табл. 7-3). Насыщенный водой ликвидус базальтового андезита при давлении около 5 кбар находится примерно на $100^\circ C$ ниже расположения фаз ликвидусов толеитового базальта и оливина. Эти взаимосвязи показывают, что непрерывный ряд составов фракционированной магмы, изменяющийся между оливиновым толеитом — кварцевым толеитом — базальтовым андезитом, будет генерироваться во время подъема обогащенной водой базальтовых магм, образовавшихся первоначально на глубинах от 60 до 100 км. В коре или в самой верхней части мантии (глубины от 20 до 40 км) базальтовые андезиты в результате сегрегации оливина могут в конце концов дифференцироваться до андезитовых составов ($SiO_2 \leq 60\%$).

Гипотеза Кусиро об образовании андезитов и дацитов как первичных частичных расплавов пиролитов мантии при давлениях во-

¹ Nicholls, Ringwood [1973].

ды от 20 до 30 кбар подразумевает, что эти магмы могли бы генерироваться вдоль зоны Беньофа, где вода поступает из поддвинутой литосферы. Результаты Никколса и Рингвуда не согласуются с этой гипотезой. Они, напротив, свидетельствуют о том, что магмы возникшие вследствие частичного плавления при высоком P_{H_2O} в зоне Беньофа, будут базальтовыми. Такие богатые водой магмы будут подниматься вверх и, возможно, на наибольших глубинах в результате сепарации оливина будут дифференцироваться до андезитовых составов. Независимо от деталей вода, несомненно, играет главную роль в генезисе магм вулканогенных серий орогенного типа.

7-7. РОЛЬ ВОДЫ В ОБРАЗОВАНИИ ОРОГЕННЫХ МАГМ — АМФИБОЛОВОЕ ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ

По мнению многих исследователей¹, орогенные эффузивные серии могли образоваться в результате кристаллизационной дифференциации базальтовых магм в условиях высоких давлений водяных паров или вследствие частичного плавления базальтового вещества в нижней части коры или в верхней мантии в присутствии воды. Хотя эти гипотезы в течение многих лет являлись предметом обширной теоретической дискуссии, непосредственно подтверждающее их доказательство было довольно слабым. Затем положение изменилось в связи с достижениями в экспериментальной петрологии, а также вследствие тщательных петрографических и минералогических исследований орогенных магматических серий. В первую очередь будут рассмотрены экспериментальные результаты.

Первое изучение кристаллизации нескольких видов естественных базальтов в условиях контролируемых давлений водяного пара (от 0 до 10 кбар, $P_{H_2O} = P_{нагр.}$) с использованием газовых приборов было осуществлено Йодером и Тилли [1962]. Эти исследования (рис. 7-10) наглядно продемонстрировали основной результат воздействия давления воды, сказавшийся в подавлении поля кристаллизации плагноклаза² по отношению к железисто-магнезпальным минералам и в расширении поля кристаллизации амфибола.

Йодер и Тилли отмечали, что кристаллизация базальта в водных условиях, вероятно, приведет к увеличению содержания глинозема в магме, и предполагали, что таким способом могут образоваться высокоглиноземистые базальты и анортозиты. Гамильтон [1964] обратил внимание на подавление поля кристаллизации плагноклаза с помощью воды и высказал предположение, что фракционирование базальта при высоких давлениях водяного пара, возможно, приведет к появлению андезитовых и дацитовых магм. Несмотря на то что это кажется возможным механизмом разруше-

¹ Branch [1967]; Coats [1962]; Daly [1933]; Hamilton [1964]; Lidiak [1965].

² Это также подтвердилось изучением Йодером [1965] системы нортит — диоксид при высоком давлении воды.

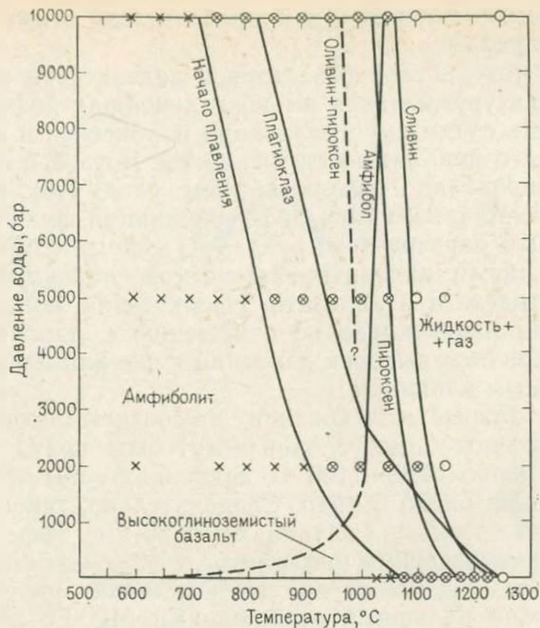


Рис. 7-10. Схема давлений и температур естественной высокоглиноземистой системы базальт — вода.

По Йодеру и Тилли (1962)

ния «плагноклазового барьера» (см. разд. 7-4), оно не объясняет другой важной особенности, проявляемой многими членами этих серий, а именно — известково-щелочного направления дифференциации на диаграмме FMA.

В предыдущем разделе обсуждались опыты Никколса и Рингвуда [1973] по соотношениям базальтовых магм при их кристаллизации вблизи ликвидуса. Эти работы показали, что наличие воды в условиях высоких давлений также воздействует на расширение первичного поля кристаллизации оливина по отношению к пироксену. Было доказано, что богатые водой образовавшиеся на глубинах от 60 до 100 км базальтовые магмы вследствие кристаллизации оливина при подъеме в более высокие горизонты будут фракционировать с образованием непрерывных составов, изменяющихся от оливинового и кварцевого толента до базальтового андезита и андезита. Исходя из диаграммы FMA, такое направление дифференциации будет строго соответствовать толентовому (см. рис.7-2).

Для получения более кислых андезит-дацит-риолитовых магм орогенных эффузивных серий потребовались бы дальнейшие процессы фракционирования, контролируемые отличными от оливиновых фазами кристаллизации. С ростом давлений вероятными кажутся три вида кристаллизации: 1) пироксен-плагноклазовое фракционирование; 2) амфиболовое фракционирование; 3) эклогитовое

фракционирование. Вероятно, в природе между этими процессами существует непрерывность.

Начиная с материнской базальтовой андезитовой магмы, образовавшейся, как упоминалось выше, дальнейшая дифференциация может протекать путем кристаллизации пироксенов и плагиоклаза. Это больше всего приближается к гипотезе Боуэна о первоначальном фракционировании базальтов (см. разд. 7-5). Но для того чтобы имела место такого типа дифференциация, нужно разрушить «плагиноклазовый барьер» (см. разд. 7-4) с тем, чтобы пироксены и плагиоклаз могли находиться вместе на ликвидусах составов базальтового андезита и андезита. Необходимое подавление поля кристаллизации плагиноклаза по отношению к пироксену может достигаться наличием высоких давлений воды или нагрузки, а также их совместным влиянием¹.

Экспериментальные исследования² на соответствующих составах показывают, что подобные условия могут быть получены при температурах примерно 1000—1100°С, давлениях воды от 1 до 3 кбар и общем давлении около 6 кбар. Следовательно, такого вида дифференциация на небольших глубинах (< 20 км) эффективно ограничивается магматическими камерами.

Поскольку отделяющиеся при этих условиях пироксены обладают значительно большими отношениями Mg:Fe по сравнению с материнскими магмами, полученные жидкие дифференциаты следуют строго толентовому направлению диаграммы FMA.

Детальные изучения геохимии и петрогенеза базальтовых андезитов, андезитов и дацитов группы Тонга показывают, что они образовались в результате именно такого рода процессов дифференциации³. Однако оказывается, что экстремальное толентовое направление (рис. 7-11) проявлялось членами этой серии сравнительно редко. А необходимые для управления такого рода процессом фракционирования очень ограниченные условия P - T - P_{H_2O} заставляют предположить, что этот процесс играет ограниченную роль в генезисе орогенной ассоциации вулканогенных пород, большинство членов которой обнаруживают во время дифференциации меньшие степени обогащения железом.

В породах орогенной эффузивной ассоциации обычно встречались ксенолиты габбро, состоящие из пироксенов и плагиоклаза с высоким содержанием кальция⁴. В результате опытных исследований обнаружилось, что плагиоклаз, кристаллизующийся из андезитовой магмы при высоком давлении воды, был более известковым по сравнению с кристаллизующимся в безводных условиях. Не исключено, что габбро кристаллизовались в мелких резервуа-

¹ D. Green, Ringwood [1967, 1968a]; T. Green [1968a]; Hamilton [1961]; Yoder, Tilley [1962].

² Eggler [1972a, b]; T. Green [1972]; Hill, Boettcher [1970]; Holloway, Burnham [1972].

³ Ewart et al. [1973]; Oversby, Ewart [1972].

⁴ Nicholls [1971].

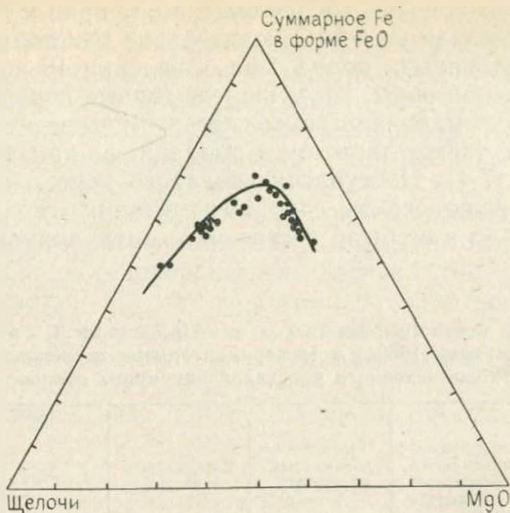


Рис. 7-11. Направление дифференциации FMA, обнаруженное в породах базальт-андезит-дацитово-серии с о. Тонга.
По Эварту, Бриану и Джиллу [1973]

рах из базальтовых, базальт-андезитовых и андезитовых магм в P - T - P_{H_2O} -условиях, обсужденных выше¹.

То, что подобные «толентовые» ксенолиты часто обнаруживаются в орогенных эффузивных породах, обладающих типичным известково-щелочным направлением дифференциации, наводит на мысль, что близповерхностная кристаллизация габбро не являлась преобладающей в образовании этого тренда. Более вероятно, что ксенолиты представляют собой сравнительно небольшие количества кумулятов, образовавшихся, когда водная магма, возникшая на более глубоких горизонтах, поднималась к малоглубинным резервуарам и подвергалась вследствие уменьшения давления воды ускоренной кристаллизации².

Для генерации магматических серий, следующих по известково-щелочному направлению дифференциации на диаграмме FMA, или магматических серий, дифференциация которых протекает по промежуточным путям между крайними толентовым и известково-щелочным направлениями (см. рис. 7-2), необходима кристаллизация фаз, имеющих более высокие отношения $Fe:Mg$, чем у обуславливающих толентовое направление оливинов и пироксенов. Не исключается возможность, что процессы дифференциации, преобладающие в результате кристаллизации амфибола, могли бы удовлетворить такому условию.

¹ Ewart et al. [1973]; Gill [1974]; T. Green, Ringwood [1968a].

² Возможно, такое же происхождение имеют и обнаруженные во многих известково-щелочных магмах плагиоклаз-амфиболовые ксенолиты.

В целях проверки этих предположений Т. Грин и Рингвуд [1967, 1968а, в] осуществили опытное исследование кристаллизации серии орогенных эффузивных пород при давлении 10 кбар и соответствующем давлении воды. Изучавшиеся горные породы были представлены базальтом, базальтовым андезитом, андезитом при давлении 10 кбар, а также дацитом и риодацитом при давлении 10—30 кбар (табл. 7-4). Поступление водяного пара в данном эксперименте обеспечивалось за счет дегидратации находящегося под давлением талька и не было достаточно контролируемым.

Таблица 7-4

Составы искусственных стекол, использованных Т. Грином и Рингвудом [1968а] в экспериментальном исследовании известково-щелочного кристаллизационного равновесия

Компоненты	Высокоглиноземистый оливиновый толеит	Высокоглиноземистый кварцевый толеит	Базальтовый андезит	Андезит	Дацит	Риодацит
SiO ₂	50,3	52,9	56,4	62,2	65,0	69,6
TiO ₂	1,7	1,5	1,4	1,1	0,7	0,6
Al ₂ O ₃	17,0	16,9	16,6	17,3	16,1	14,7
Fe ₂ O ₃	1,5	0,3	3,0	0,3	1,4	1,7
FeO	7,6	7,9	5,7	5,9	3,5	1,8
MnO	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	7,8	7,0	4,3	2,4	1,8	1,0
CaO	11,4	10,0	8,5	5,2	5,0	2,5
Na ₂ O	2,8	2,7	3,0	3,3	3,6	3,4
K ₂ O	0,2	0,6	1,0	2,3	2,1	4,6
Сумма	100,4	100,0	100,0	100,1	99,3	100,0
Молярное отношение $\frac{100 \text{ MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO}_{\text{общ}}}$	60,7	60,4	47,7	41,0	40,3	36,0

Большинство опытов выполнялись в условиях пониженного (примерно на 200°С) ликвидуса, что, по расчетам, требовало давления от 2 до 5 кбар. Для более точного воспроизведения возможной геологической ситуации ставилась задача, чтобы давление воды было меньше давления нагрузки. Дополнительно к установлению последовательности кристаллизации и пропорций имеющих фаз с помощью электронного микронзонда были определены составы основных фаз. Таким образом появилась возможность количественного изучения направлений фракционирования в данных условиях.

В результате экспериментов на базальте и базальтовом андезите при давлении 10 кбар обнаружилось обширное поле кристалли-

зации амфибола, клинопироксена и в меньшей степени ортопироксена с одновременным относительным подавлением поля кристаллизации плагиоклаза. В базальте клинопироксен был фазой ликвидуса при 1100°С, а при более низких температурах (1040°С) к нему присоединялись ортопироксен и амфибол. Преобладающей фазой ниже 960°С являлся амфибол, а при 920°С плагиоклаз оказался значительно ниже ликвидуса.

Подобная последовательность кристаллизации имела место в составе базальтового андезита. Но в андезитовом составе при давлении 10 кбар клинопироксен и плагиоклаз были близкими к ликвидусу фазами при температуре 940°С, а при 900°С к ним присоединялись гранат, амфибол и ортопироксен.

Были получены анализы кристаллизующихся из базальтового состава клинопироксена, ортопироксена, амфибола и плагиоклаза (табл. 7-5). В пироксенах обнаружались высокие содержания гли-

Таблица 7-5

Типичные составы фаз, кристаллизующихся из высокоглиноземистого кварцевого толента (см. табл. 7-4) при высоких давлениях и температурах в присутствии воды. Составы определялись на кристаллах из экспериментальных серий с помощью электронного микрозонда.
По Т. Грину и Рингвуду [1968а]

Фаза	Условия опытов		Сосуществующие фазы	Компоненты	Составы				
	P, кбар	T, °C			Amph + Cpx	Amph + Cpx	Cpx + Орх	Орх + Pl	Cpx + Орх + Amph
Ортопироксен	9	1040	Amph + Cpx	SiO ₂	46,3	46,8	39,3	39,9	52,9
Клинопироксен	9	1040	Amph + Cpx	TiO ₂	0,8	1,7	3,8	2,9	—
Амфибол	9	1040	Cpx + Орх	Al ₂ O ₃	7,3	8,5	15,6	15,6	30,0
То же	10	920	Cpx + Орх + Pl	FeO	15,4	7,6	9,8	12,6	—
Плагиоклаз	10	920	Cpx + Орх + Amph	MgO	24,5	13,9	13,7	11,6	—
				CaO	1,7	19,9	11,8	12,2	13,9
				Na ₂ O	—	0,6	2,9	2,5	3,9
				K ₂ O	—	—	0,2	0,4	0,1
				С у м м а	96,0	99,0	97,1	97,7	100,8
				Молярное отношение 100 Mg					
				Mg + Fe	74	77	71	62	

Примечания. Amph — амфибол; Cpx — клинопироксен; Орх — ортопироксен; Pl — плагиоклаз

нозема (7,5—10,6%) и низкие кремнезема (47,2—48,0%). Амфиболы были также чрезвычайно обеднены кремнеземом (39,8—40,5%) и обогащены глиноземом (14,8—15,8%). Отношение Fe:Mg в амфиболах было всегда выше, чем в ассоциирующих пироксенах. Это очень важная особенность в связи с образованием известково-щелочного направления на диаграмме FMA.

В андезитовых и риодацитовых составах плагиоклаз встречался близ ликвидуса, и при более низких температурах к нему присоединялись гранат и амфибол. С увеличением давления гранат в качестве близкой к ликвидусу фазы становился более распространенным, пока при давлениях 18 кбар в риодаците и 27 кбар в даците (этот состав при 18 кбар не изучался) он не становился фазой ликвидуса.

В базальте и базальтовом андезите обширное поле кристаллизации бедного кремнеземом амфибола вместе с подчиненным пироксеном обеспечивает эффективный механизм для обогащения остаточных расплавов кремнеземом и щелочами. Обильная кристаллизация амфибола со сравнительно высоким отношением Fe:Mg предотвращает заметное обогащение железом. Высказывалось предположение, что это отношение, вероятно, было бы даже выше при проведении экспериментов в условиях большего окисления, что привело бы к включению значительного количества Fe^{+3} в амфиболы¹. Расчеты, основанные на соотношениях и составах фаз, для которых наблюдалась кристаллизация, показали, что в этих условиях фракционирование базальтовых магм следует известково-щелочному направлению и обеспечивает эффективный механизм генерации андезитовых и дацитовых магм.

За предварительными результатами последовали более точные экспериментальные исследования кристаллизации андезита, базальта и риодацита в условиях, когда давление воды регулировалось независимо от давления нагрузки и состояние окисления контролировалось с помощью буфера². Эти эксперименты в основном подтвердили более ранние результаты и обеспечили новые важные данные. На рис. 7-12 и 7-13 показаны сделанные Т. Гринном заключения после изучения процесса кристаллизации андезита.

Холлоуэй и Бёрнхэм [1972] изучали поведение базальта во время плавления при давлении от 2 до 8 кбар в системе P_{O_2} , контролируемой с помощью кварц-фаялит-магнетитового буфера при $P_{H_2O} = 0,6 P_{общ}$. Они обнаружили устойчивость амфибола при температурах и давлениях соответственно: 975°С, 2 кбар; 1025°С, 5 кбар; 1060°С, 8 кбар. Так же, как и в пироксенах, содержания Al_2O_3 в амфиболах с ростом давления увеличивались тогда, как содержания кремнезема уменьшались³.

Амфибол, кристаллизовавшийся при температуре 1000°С и давлении 5 кбар, содержал 43% SiO_2 и 11,5% Al_2O_3 , в то время как

¹ Подтверждено Холлоуэем и Бёрнхэмом [1972].

² Eggler [1972a, b], D. Green, Ringwood [1972]; T. Green [1972]; Hill, Boettcher [1970]; Holloway, Burnham [1972]; Nicholls, Ringwood [1973].

³ D. Green, Ringwood [1967]; T. Green [1968a].

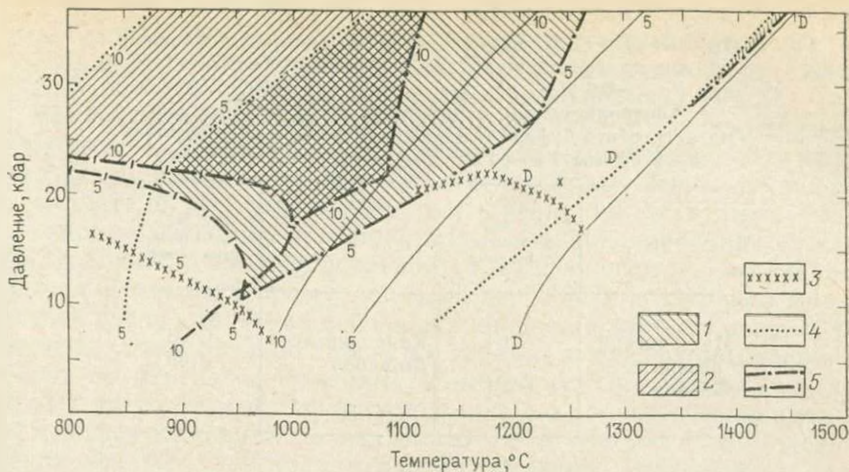


Рис. 7-12. Кристаллизация андезита, контролируемая высокими давлениями воды и показывающая влияние воды на: а) расширение поля гранат-клинопироксеновой кристаллизации, б) подавление полей кварца и плагиоклаза, в) устойчивость амфибола. Цифры около кривых — содержание воды применительно к данной кривой устойчивости. Сплошные линии — ликвидусы при указанном содержании воды, D — безводные условия.
По Т. Грину [1972].

Поля: 1 — граната — пироксена, 5% H₂O; 2 — граната — пироксена, 10% H₂O; 3 — появление плагиоклаза, 4 — кварца, 5 — амфибола

в состав амфибола, кристаллизация которого происходила при температуре 1050°С и давлении 8 кбар, входило 41% SiO₂ и 14,5% Al₂O₃. Керсутитовый состав этого амфибола весьма приближался к составу, обнаруженному Т. Грином и Рингвудом при давлении 10 кбар (см. табл. 7-5).

Холлоуэй и Бёрнхэм с помощью электронного микронзонда установили, что ассоциирующий с амфиболом, клинопироксеном, плагиоклазом и магнетитом расплав был дацитовым близ солидуса (800—900°С), тогда как расплав, ассоциирующий с амфиболом, клинопироксеном и магнетитом при температуре около 100—1050°С и давлении 5—8 кбар, приближался к обогащенному кремнеземом андезиту.

В табл. 7-6 приведены обнаруженные Холлоуэем и Бёрнхэмом отношения Fe : Mg ассоциирующих

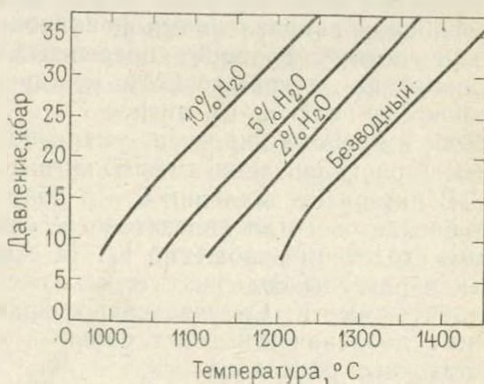


Рис. 7-13. График P—T, показывающий влияние добавления воды на понижение андезитового ликвидуса.

По Т. Грину [1972]

Отношения Fe : Mg оливина, клинопироксена и амфибола, кристаллизовавшихся из толеитового базальта при $P_{H_2O} = 0,6 P_{общ}$, $P_{общ} = 8$ кбар и $T \approx 1000^\circ C$, с $j O_2$, контролируемым с помощью кварц-фаялит-магнетитового буфера. Содержание железа представляет собой суммы $Fe^{+2} + Fe^{+3}$. По Холлоуею и Бёрнхему

Фазы	Fe: Mg (атомное отношение)	Фазы	Fe: Mg (атомное отношение)
Материнский базальт	0,64	Клинопироксен	0,23
Оливин	0,21	Амфибол	0,69

амфибола, клинопироксена, оливина и первичного расплава. Заметно, что отношение Fe : Mg в амфиболе значительно выше, чем у сосуществующих с ним оливина и пироксена и подобно этому отношению в материнском расплаве. Такие условия необходимы, если дифференцирующие расплавы следуют известково-щелочному направлению.

Как говорилось выше, экспериментальные исследования свидетельствуют о том, что для контролирования амфиболом фракционирования базальтовых магм необходимы высокие давления воды ($P_{H_2O} > 0,5 P_{общ}$)¹. При более низких давлениях и при давлениях нагрузки от 5 до 15 кбар существует очень обширное поле, фракционирование в котором определяется одновременным отделением амфибола и пироксена или амфибола вслед за пироксеном. В то время как кристаллизация плагноклаза подавлена, возможны все постепенные переходы между контролируемым пироксеном и амфиболом направлениями фракционирования. Эти механизмы вызовут соответствующий непрерывный ряд направлений фракционирования на диаграмме FMA между толеитовым (кристаллизация пироксен ± плагноклаз, низкое P_{H_2O}), промежуточным (кристаллизация амфибол + пироксен, умеренное P_{H_2O}) и известково-щелочным (кристаллизация амфибола, высокое P_{H_2O}).

В интервале давления 5—15 кбар кристаллизующиеся из магм от базальтового до андезитового состава амфиболы обладают общим сходством отношений K : Na с материнскими магмами, тогда как пироксены содержат только очень небольшие количества Na и ничтожные K. Следовательно, фракционирование при таком режиме давления не вызовет сильных изменений в отношениях K : Na остаточных расплавов.

Несмотря на плохую изученность коэффициентов разделения для редкоземельных элементов, маловероятно, что умеренные сте-

¹ T. Green [1972]; Holloway, Burnhem [1972]; Yoder, Tilley [1962].

пени пироксен-амфиболового фракционирования приведут к сильному относительному фракционированию внутри этой группы. Но отделение амфибола и пироксенов вызовет в остаточных расплавах сильное обеднение Ni и Cr и заметное уменьшение в них Ti.

Эти особенности позволяют предположить, что контролируемое амфиболом и пироксеном фракционирование может привести к ранней фазе вулканизма на островных дугах, когда магмы проявляют толентовые и промежуточные направления на диаграмме FMA. Смежное воздействие этих механизмов фракционирования способствует образованию встречающихся в офиолитовой ассоциации средних и кислых горных пород. Тейер [1967] подчеркнул повсеместное распространение небольших количеств (обычно менее 10%) диоритов, дацитов и родственных горных пород, которые присутствуют во многих офиолитовых комплексах. Он отметил, что эти породы часто следуют промежуточному до толентового направлению дифференциации на диаграмме FMA. Иногда вдоль океанических хребтов происходила дифференциация мафических магм в присутствии воды с образованием среднекислых магм¹.

Можно привести еще два примера такого рода дифференциации. Бест и Мерси [1963, 1967] детально изучили петрографические и химико-минералогические свойства гвадалупского магматического комплекса, представленного интрузивной серией габбро, диоритов и гранитов и обнаруживающего обычно известково-щелочное направление дифференциации, согласно диаграмме FMA. Они доказали, что материнская габбровая магма кристаллизовалась в условиях высокого давления водяного пара и кристаллизация определялась амфиболом, который появлялся в начале и осаждался на протяжении большей части кристаллизационного цикла. Бест и Мерси отметили, что кристаллизация амфибола с низким содержанием кремнезема (45%) являлась эффективным средством обогащения остаточных расплавов щелочами и кремнеземом, тогда как в то же время сравнительно высокое отношение Fe:Mg амфибола (по сравнению с пироксеном) предотвращало заметное их обогащение железом на промежуточных стадиях и обуславливало известково-щелочное направление дифференциации на диаграмме FMA.

Вторым примером может служить изученная Уоттерсоном [1968] кристаллизация группы даек мафических горных пород, внедренных во время замыкающих стадий магматической активности. Мафические минералы, в основном роговая обманка, до появления плагиоклаза имели длительный период кристаллизации. Было установлено, что более 50% магмы кристаллизовалось до того как появился плагиоклаз и остаточный расплав содержал от 60 до 80% нормативного плагиоклаза.

По подсчетам Уоттерсона, для достижения такой последовательности кристаллизации требовалось давление воды от 3 до 4 кбар, а основываясь на результатах Годера и Тилли [1962],

¹ Aumento [1969]; Hald et al. [1971].

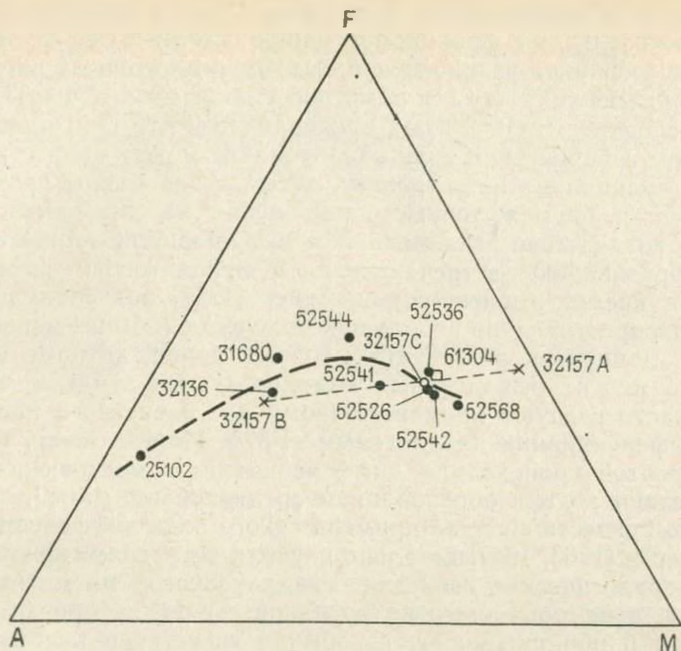


Рис. 7-14. Изменение состава ГМА в группе даек Лордлекс (сплошные кружочки), отражающее предполагаемое направление дифференциации.

Отделившиеся компоненты единственной сильно дифференцированной дайки (крестики) показаны вместе с ее расчетным валовым составом (пустой кружочек). По Уоттерсону [1968]

температура кристаллизации должна была быть в пределах 800—850° С. Дифференциаты, образовавшиеся за счет фракционирования с преобладанием амфибола, были в основном известково-щелочными (рис. 7-14).

Хотя в основном рассматривалось фракционирование базальтовых магм в результате кристаллизационной дифференциации в присутствии воды, эти равновесия применимы также и к частичному плавлению базальтовых составов, например амфиболитов в присутствии воды при давлениях примерно менее 20 кбар¹. При сравнительно низких температурах (например, около 900° С), когда частичное плавление происходит в небольшой степени, расплав будет дацитового или риодацитового состава.

С увеличением температуры (например, до 1000° С) и при большей степени частичного плавления расплав будет андезитовым, а состав амфиболового и пироксенового остатка будет подобен определенному экспериментальным путем составу (см. табл. 7-5). При еще большем повышении температуры возрастет количество амфибола, поступающего в расплав, который имеет состав базальтового андезита, а остаток в основном является пироксеновым.

¹ T. Green, Ringwood [1968a].

Образование орогенных эффузивных пород вследствие частичного плавления амфиболитов могло происходить в некоторых участках нижней части коры, которая считается в основном амфиболитовой по составу (см. раздел 2-1). Необходимые для этого условия также, вероятно, будут обеспечиваться за счет погружения литосферной плиты в океанический желоб. Не исключено, что часть океанической коры представлена амфиболитами (см. раздел 2-3), которые, очевидно, могли подвергаться частичному плавлению в результате фракционного рассеяния¹ во время погружения, что приводило к образованию выше погружающейся плиты магм орогенного типа. С большей детальностью эти процессы будут обсуждаться после рассмотрения процесса генерирования магм орогенного типа.

7-8. РОЛЬ ЭКЛОГИТОВОГО ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ

Амфиболы в базальтовых составах неустойчивы при температурах от 800 до 1000°С и давлениях примерно выше 27 кбар, что соответствует глубине 90 км (см. раздел 6-2). С другой стороны, многие вулканы орогенных серий расположены на 100—150 км выше зон Беньофа. Если эти магмы действительно генерируются в пределах или вблизи зон Беньофа, вряд ли их образование контролируется включающими амфиболы равновесиями.

Если в результате погружения литосферных плит мафическая океаническая кора проникает в мантию, то в конце концов она превращается в кварцевый эклогит². Безводные участки коры претерпевают это превращение при очень низких давлениях, в то время как для содержащих амфиболы обводненных участков необходимы давления до 27 кбар. Это наводит на мысль о возможности генерирования орогенных эффузивных магм вследствие частичного плавления кварцевого эклогита³ на глубинах более 100 км, вызванного, например, трением в пограничном слое между погружающимся эклогитом и мантией (см. рис. 8-6).

При таком типе фракционирования в клинообразном участке выше погружающейся плиты литосферы, возможно, была другая обстановка. Проникновение воды в мантию из погружающейся плиты, как упоминалось выше, может вызвать частичное плавление пиролита, что приведет к образованию почти насыщенной SiO₂ магмы. Последующее фракционирование замкнутой системы этой магмы путем отделения граната и клинопироксена на глубинах более 80 км могло также способствовать появлению магм орогенного типа.

Для проверки этих предположений было детально исследовано поведение во время кристаллизации между солидусом и ликвидусом серии орогенных эффузивных пород в безводных условиях при давлениях до 40 кбар (см. табл. 7-4). Характер присутствующих

¹ Oxburch, Turgotte [1968, 1970].

² Ringwood, D. Green [1966].

³ T. Green, Ringwood [1966, 1968a]; Ringwood [1969].

фаз и их пропорции получены путем микроскопического исследования и дифракции рентгеновских лучей, а для определения составов близких к ликвидусу фаз использовался электронный микросонд, позволяющий выяснить количественные направления фракционирования магмы, как функции давления. Данный метод аналогичен способу изучения фракционирования базальтов.

Обнаружено, что в составах от базальтов до андезитов близкие к ликвидусу фазы изменялись от преобладающей при давлениях от 0 до 18 кбар плагноклаз-пироксеновой до пироксен-гранатовой ассоциации доминирующей при давлениях 27—36 кбар. Такие же взаимосвязи справедливы для дацитов и риодацитов, за исключением того что фаза ликвидуса изменялась от граната до кварца. Таким образом, как и предполагалось, плагноклазовый барьер, препятствующий в безводных условиях и при низких давлениях андезитовому направлению дифференциации, при высоких давлениях отсутствовал.

Важной особенностью явилось то, что андезит, а не дацит или риодацит занимает заметную термальную впадину в этой серии (рис. 7-15). Температуры ликвидуса понижаются при переходах оливиновый толеит — кварцевый толеит — базальтовый андезит — андезит, а фракционирование контролируется гранатом и пироксеном. В более кислых, чем андезит, составах основной близкой к ликвидусу фазой становится кварц, а температуры ликвидуса резко увеличиваются. Повышенные ликвидусы дацита и риодацита,

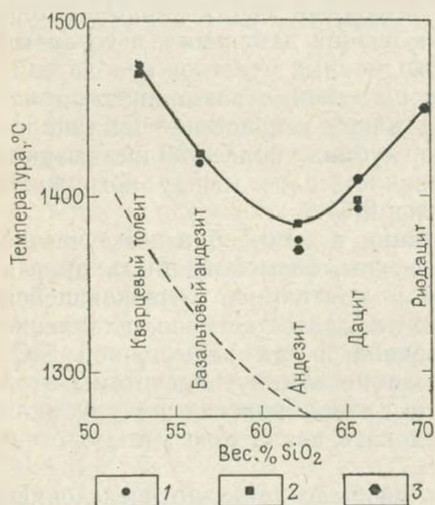


Рис. 7-15. Экстраполированные температуры ликвидусов и последовательности кристаллизации при давлении 30 кбар для серии известково-щелочных горных пород, приведенных в табл. 7-4 (адмеллит-риодацит).

1 — пироксен; 2 — гранат; 3 — кварц. По Т. Грину и Рингвуду [1968а]

а также присутствие при высоком давлении кварца на ликвидусе этих двух составов свидетельствуют о том, что на глубине андезит по сравнению с более кислыми составами плавится легче.

Подробный расчет трендов фракционирования, основанный на пропорциях и составах, наблюдаемых в экспериментах фаз, подтверждает известково-щелочную природу фракционирования при давлениях свыше 25 кбар и показывает, что последовательность базальт — базальтовый андезит — андезит представляет собой действительное направление линии изменения расплава в этих условиях, вызванное отделением граната (39% SiO₂) и клинопироксена (49% SiO₂). В результате недостаточного содержания SiO₂ эти

фазы обеспечивают высокоэффективные средства обогащения фракционирующего расплава кремнеземом и щелочами.

Известково-щелочное направление диаграммы FMA вызывается отделением гранат, имеющего значительно более высокое отношение $Fe : Mg$, чем ассоциирующие с ним пироксены. Вследствие увеличения значения граната по мере роста степени фракционирования предотвращается заметное обогащение железом, таким образом доказано, что расплавы следовали известково-щелочному направлению.

Эти результаты с точки зрения фракционной кристаллизации при высоком давлении рассматривались выше. Однако такие же наблюдения применимы и к случаю частичного плавления кварцевого эклогита. При умеренной степени частичного плавления, вероятно, могла образоваться андезитовая магма, оставив после себя остаточный гранат и пироксены (эклогит), составы которых сходны с составами, наблюдаемыми во время экспериментальной фракционной кристаллизации. Эта магма не сдвинется с андезитового минимума (см. рис. 7-15) до тех пор, пока весь кварц в материнском кварцевом эклогите не будет включен в расплав. Затем, при более высокой степени плавления, мог бы образоваться базальтовый андезит.

Вследствие ограниченных возможностей экспериментов большинство данных, полученных по фазовому равновесию, относились к безводным условиям. Тем не менее предварительные опыты показали, что фракционирование базальтовых магм по направлению к андезитовым составам при давлениях свыше 25 кбар и в присутствии воды, вероятно, не будет значительно отличаться от направлений сухого фракционирования, за возможным исключением значительного понижения температур. Поскольку амфиболы при давлении более 25 кбар неустойчивы близ солидуса, не исключено, что отделение граната и пироксена будет продолжать контролировать фракционирование, и вполне вероятно, что будет сохраняться известково-щелочное направление.

Однако для более кислых составов вследствие сильного подавляющего воздействия воды на поле кристаллизации кварца по сравнению с гранатом и пироксеном может ожидать важный эффект. Уже отмечалось присутствие кварца на ликвидусах дацита и риодацита в сухих условиях и при высоком давлении. Т. Грином и Рингвудом [1968а, в] обнаружено, что при наличии значительного давления водяного пара кварц не кристаллизовался и в качестве фазы ликвидуса замещался гранатом существенно альмандинового состава. Таким образом, в этих условиях вследствие дальнейшего отделения альмандиновых гранатов и в меньшей степени клинопироксена фракционирование может продолжаться от андезитовых до дацитовых, риодацитовых и риолитовых составов. В пользу существования такого типа фракционирования свидетельствует широкое распространение альмандиновых гранатов в дацитах и риодацитах. Следует ожидать, что при частичном плавлении кварцевого эклогита на глубинах от 100 до 150 км в условиях значитель-

ного давления водяного пара в качестве наименьшей фракции плавления, вероятно, образуются дациты и риодациты, а не получаемый в сухих условиях андезитовый расплав.

За предварительными экспериментами мокрого плавления в условиях неконтролируемого P_{H_2O} последовала серия опытов на базальтовом (рис. 7-16), андезитовом (см. рис. 7-12) и риодацитовом составах, содержащих контролируемые количества воды¹. Они подтвердили и расширили более ранние заключения. Несомненно, что образовавшийся в результате частичного плавления кварцевого эколгита в условиях высокого давления и в присутствии воды расплав будет известково-щелочным и высококремнеземистым (вероятно, $> 65\%$ SiO_2) по составу. Температуры, при которых будут генерироваться такие расплавы, зависят от давления воды. Для $P_{H_2O} = O_{общ} = 20-30$ кбар богатые кремнеземом расплавы будут образовываться при температуре от $700-750^\circ C$. В условиях недосыщенности водой, которые могут также возникнуть при субдукции коры литосферы, температуры генерации магмы будут, вероятно, выше — в пределах $750-1000^\circ C$.

Описанные механизмы фракционирования эколгита и амфибола являются комплексными, а не взаимоисключающими и действуют при различных режимах давления. При давлениях примерно до 20 кбар амфибол может играть важную роль в процессе фракционирования водных базальтовых магм. При подъеме давления выше границы устойчивости амфибола фракционирование как в сухих условиях, так и в присутствии воды, определяется эколгитом. Между этими режимами существует непрерывный ряд, и на промежуточных глубинах фракционирование управляется сочетаниями амфибола, пироксенов и граната².

Возможно, химические свойства малых элементов горных пород орогенного типа и в частности соотношение между обогащением калием и глубиной (см. рис. 7-4) могут быть объяснены изменением фракционирования на глубине от амфиболового до преимущественно эколгитового³. Кристаллизующиеся из магм орогенного типа амфиболы содержат значительные количества натрия и калия. С другой стороны, в состав кристаллизующихся при высоком давлении из этих магм пироксенов входит $2-3\%$ натрия при почти полном отсутствии калия. Таким образом, согласно данным моделям, в связи с изменением на глубине остаточной тугоплавкой ассоциации из амфиболитовой в эколгитовую, отношения $K:Na$ в магмах орогенного типа, вероятно, будут увеличиваться.

Можно ожидать также изменений содержаний многих других малых элементов. В частности, не исключено, что образовавшиеся в результате частичного плавления кварцевого эколгита расплавы

¹ T. Green [1972]; T. Green, Ringwood [1972]; Hill, Boettcher [1970]; Lambert, Wyllie [1970].

² T. Green, Ringwood [1969]; Ringwood [1969].

³ Dickinson, Hatherton [1967].

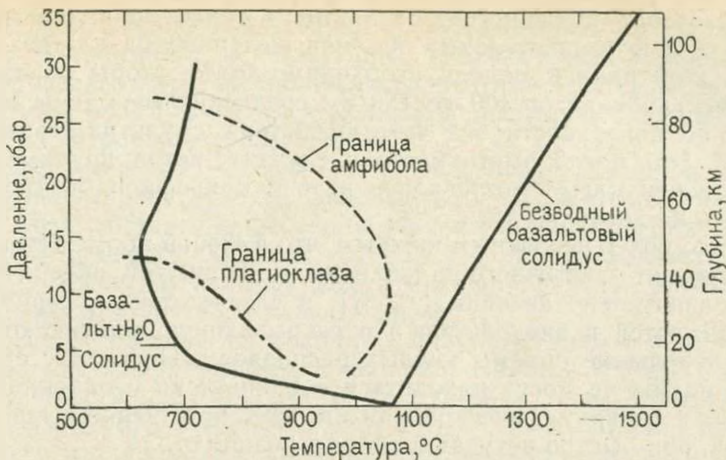


Рис. 7-16. Температура солидуса для базальта при высоком давлении и в условиях $P_{\text{пл.о}} = P_{\text{общ.}}$. Показаны пределы стабильности амфибола и плагиоклаза, а также безводный солидус.

По Хиллу и Бетчеру [1970]

будут характеризоваться сильно фракционированными типами содержания редкоземельных элементов, а именно, они будут обогащены легкими редкими землями по сравнению с тяжелыми.

Дальнейшее развитие модели эколгитового фракционирования. В ранних моделях для генерации магм орогенного типа вследствие частичного плавления поддвинутой океанической коры предусматривалось, что образовавшиеся в результате частичного плавления кварцевого эколгита в сухих условиях или в присутствии воды андезит-дацитовые расплавы поднимались вверх, претерпевая различные степени кристаллизации, обусловленные выделением граната, пироксена и вблизи поверхности — плагиоклаза. Таким образом, более высокие степени фракционирования накладывались на образовавшиеся на глубине первичные магмы. Однако в этих моделях предполагалось, что получившиеся магмы при прохождении через ультрамафическую мантию не имели с ней значительного взаимодействия. В свете дальнейших рассмотрений это допущение кажется менее вероятным и требует изменения даже за счет введения более сложных моделей.

Одна из проблем ранней модели заключалась в том, что океанические толеиты в поддвинутой плите литосферы, видимо, не содержали достаточных объемов K, Rb, Cs, Ba и радиогенного стронция, чтобы объяснить количества этих элементов во многих андезитах¹. Этой проблемы можно избежать путем дополнительных предположений, например, включения небольших количеств морских отложений, химического изменения под действием морской

¹ Armstrong [1971]; Gill [1974]; Hart [1971].

воды некоторых поддвинутых базальтов, а также попадания в океаническую кору значительных объемов щелочных базальтов.

Для этой ранней модели необходимо было, чтобы образовавшиеся на глубинах от 100 до 150 км среднекислые магмы поднимались на поверхность без взаимодействия с ультрамафической мантией. Это могло иметь место в случаях, когда крупные тела среднекислых магм скапливались в зоне Беньофа и быстро поднимались на поверхность.

Однако более вероятным кажется, что в любой промежуток времени процент частичного плавления поддвинутой океанической коры сравнительно невелик ($<5\%$), и следовательно, периодически образуются и внедряются в перекрывающую мантию относительно небольшие объемы кислых расплавов¹. Поскольку среднекислые магмы не могут находиться в равновесии с оливином, то, вероятно, в ультрамафической мантии, непосредственно выше зоны Беньофа, они быстро вступают с ним в реакцию.

В свете этих соображений в настоящее время предполагается, что частичное плавление поддвинутой океанической коры часто происходит в присутствии воды и при температурах от 750 до 900°С и полученные магмы соответственно обогащены кремнеземом, а также содержат почти все ранее присутствовавшие в океанической коре несовместимые элементы. На глубинах свыше 100 км остаточная тугоплавкая часть океанической коры, вероятно, представлена биминеральным эклогитом, не содержащим кварца, и сильно обедненными легкоплавкими компонентами и несовместимыми элементами.

Богатые кремнеземом магмы поднимаются и выше зоны Беньофа интенсивно вступают в реакцию с мантией, превращая часть оливина в пироксен. Таким образом, прямо над зоной Беньофа на глубинах от 100 до 150 км образуются зоны оливинового пироксенита². Эти зоны также воспринимают все ранее находившиеся в океанической коре несовместимые элементы.

В результате меньшей плотности, чем у находящегося выше пиролита, и в связи с наличием интерстициального расплава, обеспечивающего им высокую мобильность, из зоны Беньофа эпизодически поднимаются диапиры пироксенита. Частичное плавление внутри диапиров происходит во время их подъема, оно аналогично таковому в пиролитовых диапирах, поднимающихся из базальтовых магм. На глубинах свыше 100 км пироксенит, вероятно, содержит гранат. Однако, согласно положению раздела 6-2, на меньших глубинах гранат, очевидно, входит в твердый раствор пироксена.

Свойства образовавшегося в результате частичного плавления пироксенита расплавов будут определяться равновесиями, рассмотренными в разделе 7-6. Для диапиров, поднимающихся из зоны

¹ Это положение представляет собой модификацию более ранних моделей, в которых допускались большие степени частичного плавления (например, от 20 до 40%) океанической коры.

² Вероятно, существует непрерывный постепенный переход между пироксенитом и «видоизмененным» пиролитом.

Беньоффа с глубин 100—150 км и претерпевших на уровне 60—100 км магматическую сегрегацию, магматические составы, которые образовались, предположим, в результате 20% частичного плавления, будут изменяться от богатого магнием оливинового толента до кварцевого толента¹.

Примерно между 40 и 60 км сегрегированные расплавы будут в основном представлены базальтовыми андезитами (обогащенными Mg), постепенно переходящими из-за магматической сегрегации на меньших глубинах (от 20 до 40 км) в андезиты². Возникшие вследствие этих процессов магмы, вероятно, должны быть насыщены или почти насыщены водой.

После сегрегации из исходных диапиров магмы поднимаются к поверхности, претерпевая фракционирование в условиях замкнутой системы. На глубинах от 70 до 100 км основными выделяющимися фазами будут гранат и пироксен, от 40 до 70 км — амфибол, пироксен и оливин, а на еще меньших глубинах — главным образом пироксен и плагноклаз. Во время подъема из-за усиленной кристаллизации вследствие потери воды признаки первоначального происхождения в условиях высокого давления могут быть утрачены. В связи с этим возможно образование широкого диапазона расплавов — от базальтового до риолитового при среднем (и наиболее обычном) составе известково-щелочного андезита.

Ценное качество этой модели состоит в том, что первоначально образовавшиеся в результате частичного плавления океанической коры при эклогитовых условиях известково-щелочные компоненты продолжают слагать основную часть достигших в конце концов поверхности орогенных эффузивных магм, хотя в настоящее время пути их эволюции считаются более комплексными, чем в ранних моделях. В образовавшихся из эклогитовой зоны поддвинутой литосферы богатых кремнеземом магмах формы редкоземельных компонентов и свойства других малых элементов будут носить следы сильного фракционирования, что, в свою очередь, отразится на пироксенитовых диапирях, возникших вдоль зоны Беньофа вследствие реакции с пиrolитовой мантией. В конечном счете эти особенности будут воспроизведены путем генерации магм, сформировавшихся вследствие частичного плавления во время подъема пироксенитовых диапиров. Схематическое изображение этой модели показано на рис. 7-17.

Для доказательства действительно существующего частичного плавления мафической океанической коры вдоль зон Беньофа имеется два убедительных довода.

1. Предполагается, что океаническая кора содержит значительное количество воды, заключенной главным образом в амфиболах,

¹ Nicholls, Ringwood [1973]; Nicholls [1974].

² Высокие отношения Mg:Fe этих расплавов и большое содержание в них кремнезема (по сравнению с нормальными оливиновыми толентами, образовавшимися в результате частичного плавления в «сухих» условиях пиrolита), вероятно, в значительной мере способствуют развитию известково-щелочного направления дифференциации.

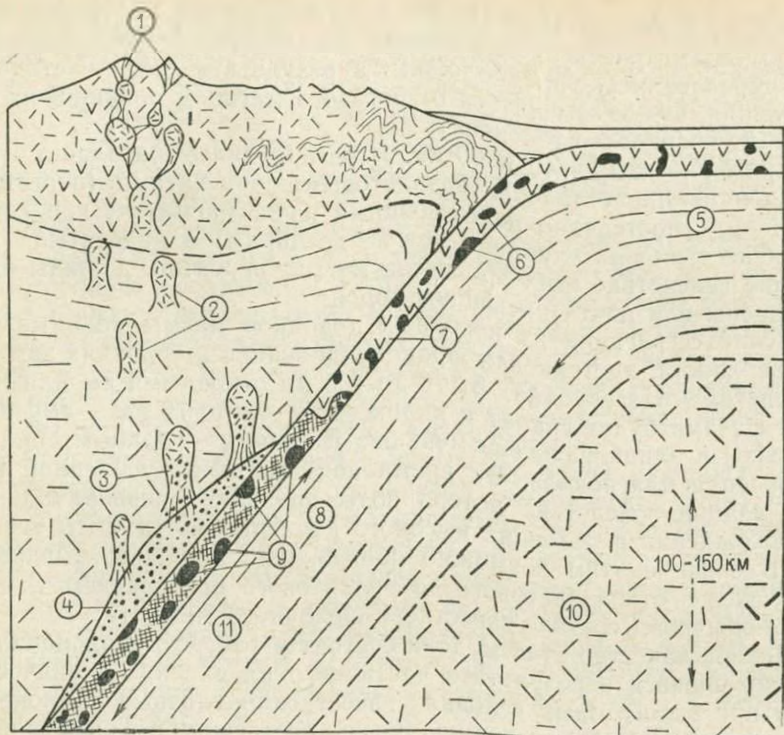


Рис. 7-17. Зрелая фаза развития островной дуги, включающая частичное плавление подвинутой океанической коры и реакцию возникших таким образом кислых расплавов с ближайшими частями мантии выше зоны Беньюфа с образованием насыщенных водой тел мобильных пироксенитов.

Пироксениты поднимаются в виде диапиров, приводя к частичному плавлению и образованию магм известково-щелочного типа. 1 — известково-щелочные вулканы; 2 — сегрегация и дифференциация известково-щелочных магм; 3 — диапировое поднятие и частичное плавление пироксенита; 4 — насыщенный водой гранатовый пироксенит; 5 — перидотитовая литосфера; 6 — серпентинит; 7 — амфиболит; 8 — высокое P_{H_2O} ; 9 — дегидратация серпентинита; 10 — пиролит; 11 — частичное плавление кварцевого эклогита

цоизите и серпентине (см. разд. 2-4). По мере погружения в мантию кора нагревается, и вследствие дегидратации минералов создаются высокие давления и вследствие водяного пара (см. раздел 813). Исследования термальной структуры погружающейся плиты показывают, что необходимые для частичного плавления (в присутствии воды) «коры» кварцевого эклогита низкие температуры (700—900° С) достигаются на совсем небольших глубинах. Действительно, при условии, что первоначально в океанической коре присутствовало 1 или 2% воды, трудно предположить модель, в которой не происходит плавление¹.

¹ Hill, Boettcher [1970], McKenzie [1969]; Oxburgh, Turcotte [1970]; Tokzòl et al. [1971].

2. Если отсутствовали плавление и экстракция кремнеземистого расплава, то осевшие в мантии огромные объемы океанической коры должны были бы превратиться в кварцевый эклогит (5—10% кварца). Однако обнаруженные в алмазных трубках мафические ксенолиты мантийного происхождения в основном представлены биминеральными гранат-клинопироксеновыми эклогитами и чрезвычайно редко кварцевыми эклогитами. Составы большинства встречающихся в алмазных трубках эклогитовых ксенолитов соответствуют их происхождению как тугоплавких остатков после частичного плавления океанической коры. Чрезвычайная редкость ксенолитов кварцевого эклогита не объяснима ничем, кроме регулярной экстракции легкоплавких кремнеземистых компонентов из погружающейся океанической коры.

7-9. ИНТРУЗИВНЫЕ ОРОГЕННЫЕ СЕРИИ

Химические составы основных элементов, которые содержат члены вулканогенных орогенных серий (базальт — андезит — дацит — риолит), в основном сходны с составами соответствующих изверженных членов интрузивных серий (габбро — диорит — гранодиорит — гранит). Тем не менее, между этими сериями имеется значительное различие, которое заставляет рассматривать их отдельно¹. Наиболее широко распространенным вулканогенным членом является андезит, тогда как среди интрузивных серий преобладает более кислый гранодиорит. Детальные геохимические исследования свидетельствуют о том, что даже когда химические составы основных элементов интрузивных и вулканогенных членов сходны между собой, в составах малых элементов может существовать значительное различие.

Вероятно, интрузивные серии по сравнению с вулканогенными являются в значительно большей степени полигенными. В интрузивных сериях отсутствуют прямые доказательства происхождения их из расплава, а гипотезы гибридизма и частичного плавления силикатной оболочки должны быть серьезно проверены в дополнение к механизмам прямого фракционирования кристалл — расплав, ведущим к образованию орогенных эффузивных магм.

С учетом огромного количества излившихся вулканогенных магм, очевидно, следует ожидать, что на более глубоких уровнях, ниже вулканов, большие их объемы должны были кристаллизоваться с образованием интрузивных горных пород — прямых эквивалентов эффузивных магм. Имеются многочисленные тщательные описания таких связанных с вулканическими центрами плутонов, в частности, на западе Северной Америки, в Южной Америке и Восточной Австралии². Трудность заключается в установлении относительных количеств орогенных интрузивных пород, имеющих

¹ Turner, Verhoogen [1960]; Taylor [1967]

² Branch [1967]; Hamilton [1969]; Hills [1959]; Smith [1960]; Wise [1969].

непосредственно магматическое происхождение такого характера, и объемов пород, образовавшихся под влиянием других процессов.

На основании многочисленных петрологических исследований был сделан вывод о том, что образование многих гранитных магм связано с частичным плавлением сиалического корового вещества в условиях значительных давлений водяных паров. Основные комплексы часто обнаруживают все степени регионального метаморфизма, который достигает максимума на стадии образования водных гранитных расплавов с низкой точкой плавления¹.

P—T-условия, при которых может происходить анатексис коры, легко достижимы в лаборатории. Большое количество отлично выполненных экспериментальных исследований² по изучению поведения изверженных, метаморфических и осадочных горных пород во время метаморфизма и плавления в присутствии воды дали возможность детально разобраться, при каких условиях может иметь место анатексис. Было достигнуто полное соответствие между заключениями многих полевых петрографов и экспериментаторов.

Хотя и установлено, что некоторые гранитные магмы образовались вследствие частичного плавления сиалических горных пород, низкие первоначальные отношения изотопа стронция большинства гранитов накладывают пределы на происхождение исходных сиалических пород (см. разд. 8-1). На примере докембрийских щитов можно наглядно увидеть, что древние породы верхней части коры в основном не способствовали образованию более молодых гранитов.

Более вероятным кажется, что частичное плавление происходит глубоко внутри геосинклиналей, выполненных в основном сравнительно молодыми вулканогенными породами орогенного типа и осадками вулканического происхождения, которые, как указывалось раньше, возможно, образовались из мантии с низкими первоначальными отношениями изотопов стронция. Например, Дикинсон [1962] доказал, что полученные в результате выветривания андезитовых вулканогенных пород обломки являлись основным компонентом отложений мезозойской геосинклинали вдоль западного побережья Северной Америки. Он высказал предположение, что многие интрузивные орогенные породы в этом районе образовались путем переплавления этих осадков.

Несмотря на то что рассмотренные выше исследования объясняют образование гранитных расплавов во время анатексиса коры, они не свидетельствуют о том, что и другие широко развитые интрузивные члены орогенных серий (например, гранодиориты, тоналиты и диориты) образовались как расплавы в результате этого процесса. Для появления расплавов гранитного состава требуются

¹ Turner, Verhoogen [1960].

² Brown, Fyfe [1970]; Brown [1963]; Gibbon, Wyllie [1969]; Luth et al. [1964]; Piwinski [1968]; Piwinski, Wyllie [1968, 1970]; Tuttle, Bowen [1958]; Von Platen [1965]; Winkler [1957]; Winkler, Von Platen [1958, 1960, 1961 a, b]; Wyllie, Tuttle [1961].

сравнительно низкие температуры, тогда как для образования других магм орогенного типа необходимы значительно более высокие температуры.

Например, плавление гранодиорита при давлении водяного пара 2 кбар приводило к образованию в пределах узкого температурного интервала (700—730°С) примерно 50% гранитного расплава. Остаточные фазы (главным образом амфибол, биотит и плагиоклаз) имели низкую растворимость в расплаве, так что существовал обширный температурный интервал, простирающийся примерно до 900°С, в пределах которого порода состояла из суспензии огнеупорных фаз в кварц-полевошпатовом расплаве. В основном подобное поведение во время плавления, только смещенное в интервал более высоких температур, обнаруживали тоналиты и монцитоны¹.

Эти результаты свидетельствуют о том, что если гранитный расплав может сравнительно легко появиться в результате анатексиса коры, то для получения полностью расплавленных гранодиоритовых и тоналитовых магм потребуются, вероятно, значительно более экстремальные условия, которые редко могут быть достигнуты. Пивинский и Уилли пришли к заключению, что большинство крупных гранодиоритовых и тоналитовых интрузий, происхождение которых считалось связанным с анатексисом коры, никогда не существовали в виде полностью жидких магм, а скорее представляли собой состоящую из различных пропорций плагиоклаза, амфибола и биотита смесь кристаллов, суспензированную в гранитном расплаве.

Родственным процессом образования промежуточных орогенных интрузивных пород является гибридность². Полевые изучения многих более мелких интрузий этих пород показали, что ранее существовавшие мафические породы были захвачены и полностью дезинтегрированы гранитными расплавами, в результате чего образовались промежуточные «гибридные» породы, состоящие из «фенокристаллов» относительно мафических минералов (например, амфибола, плагиоклаза и биотита), находящихся в гранитной массе. При достаточно быстром охлаждении основная масса может выделяться вследствие более мелких размеров зерен и могут сохраняться неравновесные минеральные ассоциации. Но при более медленном охлаждении может иметь место полная перекристаллизация в крупно-равномернозернистые породы, не отличимые от обычных изверженных пород.

Таким образом, диапазон типов горных пород, образовавшихся под влиянием механизма гибридации, обусловлен смешанными процессами, а не магматической дифференциацией. Во многих случаях не представляется возможным установить, какой из этих процессов действовал.

¹ Gibbon, Wyllie [1969]; Piwinski [1968]; Piwinski, Wyllie [1968, 1970].

² Joplin [1959]; Nockolds [1934]; Wilkinson et al. [1964].

Рассмотренные выше эксперименты Уилли и его сотрудников дали соответствующее истолкование встречающегося в естественных условиях процесса гибридизма. Гранитные расплавы со сравнительно низкой точкой плавления, видимо, в избытке образуются во время наиболее интенсивной стадии регионального метаморфизма. Эти расплавы будут подниматься к более высоким горизонтам коры, встречаясь иногда с мафическими породами. Взаимодействие между ними из-за нерастворимости мафических минералов в легкоплавком гранитном расплаве выразится в захвате твердых мафических пород этим расплавом, ведущим к различным степеням смешивания обоих компонентов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Armstrong R. L.* (1968). A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth. *Rev. Geophys.* 6, 175—199.
- Armstrong R. L.* (1971). Isotopic and chemical constraints on models of magma genesis in island arcs. *Earth Planet. Sci. Letters* 12, 137—142.
- Armstrong R. L.* and *J. Cooper* (1971). Lead isotopes in island arcs. *Bull. Volc.* 35, 27—63.
- Aumento F.* (1969). Diorites from the Mid—Atlantic Ridge at 45° N. *Science* 165, 1112—1113.
- Baker P. E.* (1968a). Petrology of Mt. Misery volcano, St. Kitts, West Indies. *Lithos* 1, 124—150.
- Baker P. E.* (1968b). Comparative volcanology and petrology of the Atlantic island arcs. *Bull. Volc.* 32 (1), 189—206.
- Baragar W. R.*, and *A. M. Goodwin* (1969). Andesites and Archaean volcanism on the Canadian Shield. In: *A. R. McBirney* (ed.), „Proceedings of the Andesite Conference“, pp. 121—142. *Bull.* 65. Dept. Geology and Mineral Resources, State of Oregon.
- Best M. G.* (1963). Petrology of the Guadalupe igneous complex, south—western Sierra Nevada foothills, California. *J. Petrol.* 4, 223—259.
- Best M. G.*, and *E. E. P. Mercy* (1967). Composition and crystallization of mafic minerals in the Guadalupe igneous complex, California. *Am. Min.* 52, 436—474.
- Bowen N. L.* (1928). „Evolution of the Igneous Rocks“. Princeton Univ. Press, Princeton, N. J. 332 pp.
- Branch C. D.* (1967). Genesis of magma for acid calcalkaline volcano plutonic formations. *Tectonophysics* 4, 83—100.
- Brown G. C.*, and *W. S. Fyfe* (1970). The production of granitic melts during ultramelamorphism. *Contr. Mineral. Petrol.* 28, 310—318.
- Brown G. M.* (1963). Melting relationship of Tertiary granitic rocks in Skye and Rhum. *Min. Mag.* 33, 533—563.
- Brown G. M.*, and *J. F. Schairer* (1968). Melting relations of some calcalkaline volcanic rocks. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 66, 460—467.
- Carmichael I. S. E.* (1964). The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in eastern Iceland. *J. Petrol.* 5, 435—460.
- Carmichael I. S. E.* (1967). The iron—titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contr. Mineral. Petrol.* 14, 36—64.
- Carmichael I. S. E.*, and *J. Nicholls* (1967). Iron—titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. *J. Geophys. Res.* 72, 4665—4687.
- Church S. E.*, and *G. R. Tilton* (1973). Lead and strontium isotope geochemistry of the Cascade Mountains and their bearing on the genesis of andesitic magmas. *Bull. Geol. Soc. Am.* 431—454.
- Coats R. R.* (1962). Magma type and crustal structure in the Aleutian arc. In: „Crust of the Pacific Basin“, pp. 92—109. *Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph* 6.

Daly R. A. (1933). „Igneous Rocks and the Depths of the Earth“, McGraw -- Hill, New York 598 pp.

Dickinson W. R. (1962). Petrogenetic significance of geosynclinal andesitic volcanism along the Pacific margin of North America. *Bull. Geol. Soc. Am.* 73, 1241—1256.

Dickinson W. R. (1968). Circum—Pacific andesitic types. *J. Geophys. Res.* 73, 2261—2269.

Dickinson W. R. (1969). Evolution of calcalkaline rocks in the geosynclinal system of California and Oregon. A. R. McBirney (ed.), In: „Proceedings of the Andesite Conference“, pp. 151—156. *Bull.* 65, Dept. Geology and Mineral Resources, State of Oregon.

Dickinson W. R. and *T. Hatherton* (1967). Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. *Science* 157, 801—803.

Doe B. R. (1967). The bearing of lead isotopes on the source of granitic magma. *J. Petrol.* 8, 51—83.

Doe B. R., *P. W. Lipman*, and *C. E. Hedge* (1969). Radiogenic tracers and the source of continental andesites: a beginning at the San Juan volcanic field, Colorado. In: A. R. McBirney (ed.), „Proceedings of the Andesite Conference“, pp. 143—149. *Bull.* 65, Dept. Geology and Mineral Resources, State of Oregon.

Duncan A. R., and *S. R. Taylor* (1968). Trace element analyses of magnetites from andesitic and dacitic lavas from Bay of Plenty, New Zealand. *Contr. Mineral. Petrol.* 20, 30—33.

Eggler D. H. (1972a). Water—saturated and undersaturated melting relationships in a Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma. *Contr. Mineral. Petrol.* 34, 261—271.

Eggler D. H. (1972b). Amphibole stability in H₂O—undersaturated calcalkaline melts. *Earth Planet. Sci. Letters* 15, 28—34.

Ewart A., *W. B. Bryan*, and *J. Gill* (1973). Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic islands of Tonga, S. W. Pacific. *J. Petrol.* 14, 429—465.

Ewart A., and *J. J. Stipp* (1968). Petrogenesis of the volcanic rocks of the Central North Island, New Zealand, as indicated by a study of Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ ratios and Sr, Rb, K, U, and Th abundances. *Geochim. Cosmochim. Acta* 32, 699—736.

Gibbon D. L., and *P. J. Wyllie* (1969). Experimental studies of igneous rock series: the Farrington Complex, North Carolina and the Star Mountain rhyolite, Texas. *J. Geol.* 77, 221—239.

Gill J. B. (1970). Geochemistry of Vitu Levu, Fiji and its evolution as an island arc. *Contr. Mineral. Petrol.* 27, 179—203.

Gill J. B. (1974). Role of underthrust oceanic crust in the genesis of a Fijian calcalkaline suite. *Contr. Mineral. Petrol.* 43, 29—45.

Gorshkov G. S. (1962). Petrochemical features of volcanism in relation to the types of the earth's crust. In: „Crust of the Pacific Basin“, pp. 110—115. *Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph* 6.

Gorshkov G. S. (1969). Geophysics and petrochemistry of andesite volcanism of the circum—Pacific belt. In: A. R. McBirney (ed.), „Proceedings of the Andesite Conference“, pp. 91—98. *Bull.* 65, Dept. Geology and Mineral Industries, State of Oregon.

Green D. H. (1973). Experimental melting studies on a model upper mantle composition under water saturated and water undersaturated condition. *Earth Planet. Sci. Letters* 19, 37—53.

Green D. H., and *A. E. Ringwood* (1977). The genesis of basaltic magmas. *Contr. Mineral. Petrol.* 15, 103—190.

Green T. H. (1972). Crystallization of calcalkaline andesite under controlled high pressure hydrous conditions. *Contr. Mineral. Petrol.* 34, 150—166.

Green T. H., *D. H. Green*, and *A. E. Ringwood* (1967). The origin of high alumina basalts and their relationships to quartz tholeiites and alkali basalts. *Earth Planet. Sci. Letters* 2, 41—52.

Green T. H., and *A. E. Ringwood* (1966). Origin of the calcalkaline igneous rock suite. *Earth Planet. Sci. Letters* 1, 307—316.

Green T. H., and *A. E. Ringwood* (1967). Crystallization of basalt and andesite under high pressure hydrous conditions. *Earth Planet. Sci. Letters* 3, 481—489.

Green T. H., and A. E. Ringwood (1968a). Genesis of the calcalkaline igneous rock suite. *Contr. Mineral. Petrol.* 18, 105—162.

Green T. H., and A. E. Ringwood (1968b). Origin of garnet phenocrysts in calcalkaline rocks. *Contr. Mineral. Petrol.* 18, 163—174.

Green T. H., and A. E. Ringwood (1969). High pressure experimental studies on the origin of andesites. In: A. R. McBirney (ed.), „Proceedings of the Andesite Conference“, pp. 21—32. *Bull. 65. Dept. Geology and Mineral Industries, State of Oregon.*

Green T. H., and A. E. Ringwood (1972). Crystallization of garnet-bearing rhyodacite under high pressure hydrous conditions. *J. Geol. Soc. Aust.* 19, 203—212.

Hald N., A. Noe-Nygaard, and A. K. Pedersen (1971). The Krokstjördur central volcano in northwest Iceland. *Acta Naturalia Islandica* 2 (10), 1—29.

Hamilton D. L., C. W. Burnham, and E. F. Osborn (1964). The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content on crystallization in mafic magmas. *J. Petrol.* 15, 21—39.

Hamilton W. (1964). Origin of high alumina basalt, andesite and dacite magmas. *Science* 146, 635—637.

Hamilton W. (1969). The volcanic central Andes—a modern model for the Cretaceous batholiths and tectonics of western North America. In: A. R. McBirney (ed.), „Proceedings of the Andesite Conference“, pp. 175—184. *Bull. 65. Dept. of Geology and Mineral Resources, State of Oregon.*

Hart S. R. (1971). K, Rb, Cs, Sr and Ba contents and Sr isotope ratios of ocean floor basalts. *Phil. Trans. Roy. Soc. London* A268, 573—587.

Hedge C. (1966). Variations in radiogenic strontium found in volcanic rocks. *J. Geophys. Res.* 71, 6119—6126.

Hill R. E. T., and A. L. Boettcher (1970). Water in the earth's mantle: melting curves of basalt—water and basalt—water—carbon dioxide. *Science* 167, 980—982.

Hills E. S. (1959). Cauldron subsidences, granitic rocks and crustal fracturing in S. E. Australia. *Geol. Rundschau* 47, 543—553.

Holloway J. R., and C. W. Burnham (1972). Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. *J. Petrol.* 13, 1—29.

Hopson C. A., D. F. Crowder, R. W. Tabor, F. W. Cater, and W. S. Wise (1965). Association of andesitic volcanoes in the Cascade Mountains with Late Tertiary epizonal plutons. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 87.

Jakeš P., and J. B. Gill (1970). Rare earth elements and the island arc tholeiite series. *Earth Planet. Sci. Letters* 9, 17—28.

Jakeš P., and A. J. White (1969). Structure of the Melanesian Arcs and correlation with distribution of magma types. *Tectonophysics* 8, 223—236.

Jakeš P., and J. B. Gill (1971). Composition of island arcs and continental growth. *Earth Planet. Sci. Letters* 12, 224—230.

Joplin G. A. (1959). On the origin and occurrence of basic bodies associated with discordant batholiths. *Geol. Mag.* 96, 361—373.

Kennedy G. C. (1955). Some aspects of the role of water in rock melts. In: A. Poldervaart (ed.), „Crust of the Earth“, pp. 489—503. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 62.

Kuno H. (1950). Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan. *Bull. Geol. Soc. Am.* 61, 957—1014.

Kuno H. (1966). Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volc.* 29, 195—222.

Kuno H. (1968). Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. *Bull. Volc.* 32, 141—176.

Kuno H. (1969). Andesite in time and space. In: A. R. McBirney (ed.), „Proceedings of the Andesite Conference“, pp. 13—20. *Bull. 65, Dept. Geology and Mineral Industries, State of Oregon.*

Kushiro I. (1969). Liquidus relations in the system forsterite—diopside—silica—water at 20 kb. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 67, 158—161.

Kushiro I. (1970). Systems bearing on melting of the upper mantle under hydrous conditions. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 68, 240—245.

Kushiro I., N. Shimizu, Y. Nakamura, and S. Akimoto (1972). Compositions of coexisting liquid and solid phases formed upon melting of natural garnet and

spinel lherzolites at high pressures: A preliminary report. *Earth Planet. Sci. Letters* 14, 19—25.

Kushiro I., and *H. S. Yoder* (1969). Melting of forsterite and enstatite at high pressures under hydrous conditions. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 67, 153—158.

Kushiro I., and *H. S. Yoder*, and *M. Nishikawa* (1968). Effect of water on the melting of enstatite. *Bull. Geol. Soc. Am.* 79, 1685—1692.

Lambert I. B., and *P. J. Wyllie* (1970). Low-velocity zone of the earth's mantle: incipient melting caused by water. *Science* 169, 764—766.

Lemasurier W. E. (1968). Crystallization behaviour of basalt magma, Santa Rosa Range, Nevada. *Bull. Geol. Soc. Am.* 79, 949—972.

Lidiak E. G. (1965). Petrology of andesitic, silitic and keratophyre flow rock, north—central Puerto Rico. *Bull. Geol. Soc. Am.* 76, 57—88.

Luth W., *R. Jahns*, and *O. R. Tuttle* (1964). The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.* 69, 759—773.

McKenzie D. P. (1969). Speculations on the consequences and causes of plate motions. *Geophys. J.* 18, 1—32.

Nicholls I. A. (1971). Petrology of Santorini Volcano, Cyclades, Greece. *J. Petrol.* 12, 67—119.

Nicholls I. A. (1974). Liquids in equilibrium with peridotitic mineral assemblages at high water pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.* 45, 289—316.

Nicholls I. A., and *A. E. Ringwood* (1973). Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of SiO₂—saturated magmas in the island arc environment. *J. Geol.* 81, 285—300.

Nockolds S. R. (1934). The production of normal rock types by contamination and their bearing on petrogenesis. *Geol. Mag.* 71, 31—39.

O'Hara M. J. (1963). Melting of garnet peridotite and eclogite at 30 kilobars. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 62, 71—77.

O'Hara M. J. (1965). Primary magmas and the origin of basalts. *Scottish J. Geol.* 1, 19—40.

Osborn E. F. (1959). Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. *Am. J. Sci.* 257, 609—647.

Osborn E. F. (1962). Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions. *Am. Min.* 47, 211—226.

Osborn E. F. (1969a). Experimental aspects of calcalkaline differentiation. In: *A. R. McBirney* (ed.), „Proceedings of the Andesite Conference“, pp. 33—42. *Bull.* 65. Dept. Geol. and Mineral Industries, State of Oregon.

Osborn (1969b). The complementariness of orogenic andesite and alpine peridotite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 33, 307—325.

Oversby V. M., and *A. Ewart* (1972). Lead isotopic compositions of Tonga—Kermadec volcanics and their petrogenetic significance. *Contrib. Mineral. Petrol.* 37, 181—210.

Oxburgh E. R., and *D. L. Turcotte* (1968). Problems of high heat flow and volcanism associated with zones of descending mantle convective flow. *Nature* 218, 1041.

Oxburgh E. R., and *D. L. Turcotte* (1970). The thermal structure of island arcs. *Bull. Geol. Soc. Am.* 81, 1665—1688.

Peacock M. A. (1931). Classifications of igneous rocks. *J. Geol.* 39, 54—67.

Pichter H., and *W. Zeil* (1969). Andesites of the Chilean Andes. In: *A. R. McBirney* (ed.), „Proceedings of the Andesite Conference“, pp. 165—174. *Bull.* 65. Dept. Geology and Mineral Industries, State of Oregon.

Piwiniskii A. J., and *P. J. Wyllie* (1968). Experimental studies of igneous rock series, Central Sierra Nevada Batholith, California. *J. Geol.* 76, 548—570.

Piwiniskii A. J., and *P. J. Wyllie* (1970). Experimental studies of igneous rock series: felsic body from the Needle Point pluton, Wallowa batholith, Oregon. *J. Geol.* 78, 52—76.

Poldervaart A. (1949). Three methods of graphic representation of chemical analyses of igneous rocks. *Trans. Roy. Soc. S. Africa* 32, 177—188.

Poldervaart A. (1955). Chemistry of the earth's crust. In: *A. Poldervaart* (ed.), „Crust of the Earth“, pp. 119—144. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 62.

Poldervaart A., and W. Elston (1954). The calcalkaline series and the trend of fractional crystallization of basaltic magma. *J. Geol.* 62, 150—162.

Ringwood A. E. (1969). Composition and evolution of the upper mantle. In: „The Earth's Crust and Upper Mantle“, pp. 1—17. *Am. Geophys. Union Geophys. Monograph* 13.

Ringwood A. E. (1974). The petrological evolution of island arc systems. *J. Geol. Soc. Lond.* 130, 183—204.

Ringwood A. E., and D. H. Green (1966). An experimental investigation of the gabbro—eclogite transformation and some geophysical implications. *Tectonophysics* 3, 383—427.

Scar C. B., L. C. Carrison, and O. M. Stewart (1968). Effect of water vapour on the melting of forsterite and enstatite at 20 kilobars (abstract). *Trans. Am. Geophys. Union* 49, 355—356.

Smith A. L., and I. S. E. Carmichael (1968). Quaternary lavas from the southern Cascades, western U. S. A. *Contr. Mineral. Petrol.* 19, 212—238.

Smith R. L. (1960). Ash flows. *Bull. Geol. Soc. Am.* 71, 212—842

Tatsumoto M. (1969). Lead isotopes in volcanic rocks and possible ocean—floor thrusting beneath island arcs. *Earth Planet. Sci. Letters* 6, 369—376.

Taylor S. R. (1967). The origin and growth of continents. *Tectonophysics* 4, 17—34.

Taylor S. R. (1969). Trace element chemistry of andesites and associated calcalkaline rocks. In: A. R. McBirney (ed.) „Proceedings of the Andesite Conference“, pp. 43—63. *Bull. 65, Dept. Geol. and Mineral Resources, State of Oregon.*

Taylor S. R., and A. J. White (1966). Trace element abundances in andesites. *Bull. Vol. 29, 177—194.*

Thayer T. P. (1967). Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in alpine intrusive complexes. In: P. J. Wyllie (ed.) „Ultramafic and Related Rocks“, pp. 222—239. *Wiley, New York.*

Tilley C. E. (1950). Some aspects of magmatic evolution. *Quart. J. Geol. Soc. London* 106, 37—61.

Tilley C. E., H. S. Yoder, and J. F. Schairer (1967). Melting relations of volcanic rock series. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 65, 260—269.

Tilley C. E., H. S. Yoder, and J. F. Schairer (1968). Melting relations of igneous rock series. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 66, 452.

Toksöz M. N., J. W. Minear, and B. R. Julian (1971). Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab. *J. Geophys. Res.* 76, 1113—1138.

Turner F. J., and J. Verhoogen (1960). „Igneous and Metamorphic Petrology“, 2d ed. *McGraw—Hill, New York.* 694 pp.

Tuttle O. F., and N. L. Bowen (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in the system $KAlSi_3O_8—SiO_2—H_2O$. *Geol. Soc. Am. Mem.* 74, 1—153.

Von Platen H. (1965). Kristallisation granitischer schmelzen. *Contr. Mineral. Petrol.* 11, 334—381.

Wager L. R. (1960). The major element variation of the layered series of the Skaergaard Intrusion and a re—estimation of the average composition of the hidden layered series and of the successive residual magmas. *J. Petrol.* 1, 364—398.

Wager L. R., and W. A. Deer (1939). Geological investigations in East Greenland, Part III. The petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerlugssaq, East Greenland. *Medd. Groenland* 105, 1—352.

Watterson J. (1968). Plutonic development of the Ilordleq area, South Greenland, Part II: Late—kinematic basic dykes. *Medd. Groenland* 185, No. 3, 1—104.

Wilkinson J. F. G. (1966). Some aspects of calcalkali rock genesis. *Prop. Roy. Soc. New South Wales* 99, 69—77.

Wilkinson J. F. G. (1971). The petrology of some vitrophyric calcalkaline volcanics from the Carboniferous of New South Wales. *J. Petrol.* 12, 587—619.

Wilkinson J. F. G., R. H. Vernon, and S. E. Shaw (1964). The petrology of an ademellite—porphyrite from the New England Batholith (New South Wales). *J. Petrol.* 5, 461—468.

Williams H. (1942). The geology of Crater Lake National Park, Oregon. *Carnegie Inst. Washington Publ.* 540.

Winkler H. (1957). Experimentelle gesteinsmetamorphose, Pt. 1. Geochim. Cosmochim. Acta 13, 42—69.

Winkler H., and H. Von Platen (1958). Experimentelle gesteinsmetamorphose, Pt. 2. Geochim. Cosmochim. Acta 15, 91—112.

Winkler H., and H. Von Platen (1960). Experimentelle gesteinsmetamorphose, Pt. 3. Geochim. Cosmochim. Acta 18, 294—316.

Winkler H., and H. Von Platen (1961a). Experimentelle gesteinsmetamorphose, Pt. 4. Geochim. Cosmochim. Acta 24, 48—69.

Winkler H., and H. Von Platen (1961b). Experimentelle gesteinsmetamorphose, Pt. 5. Geochim. Cosmochim. Acta 24, 250—259.

Wise W. S. (1969). Geology and petrology of the Mt. Hood area: A study of High Cascade volcanism. Bull. Geol. Soc. Am. 80, 969—1006.

Wyllie P. J., and O. F. Tuttle (1961). Hydrothermal melting of shales. Geol. Mag. 98, 56—66.

Yoder H. S. (1965). Diopside—orthopyroxene—water at 5 and 10 kilobars and its bearing on explosive volcanism. Carnegie Inst. Washington Yearbook 64, 82—89.

Yoder H. S. (1969). Calcalkalic andesites: experimental data bearing on the origin of their assumed characteristics. In: A. R. McBirney (ed.), „Proceedings of the Andesite Conference“, pp. 77—89. Bull. 65. Dept. Geol. and Mineral Industries, State of Oregon.

Yoder H. S., and C. E. Tilley (1962). Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. J. Petrol 3, 342—532.

Глава 8

ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

8-1. ВВЕДЕНИЕ

В ранней геологической литературе содержались две противоположные точки зрения на происхождение земной коры. Первая подразумевала, что кора образовалась на очень раннем этапе истории развития земли, вероятно, во время того же эпизода главной дифференциации, который привел к сегрегации ядра. Согласно второй точке зрения, кора полностью отделилась от мантии под влиянием процессов магматической дифференциации, существующих на всем протяжении геологической истории. Накопленные после 1950 г. данные различных направлений исследований в основном подтвердили последнюю гипотезу, хотя вопрос о том, была ли скорость эволюции примерно постоянной во времени, остается открытым.

Новая наиболее убедительная серия исследований, касающихся земной коры, явилась следствием современных концепций тектоники плит и раздвижения морского дна. Эти концепции подразумевают, что в среднем кора в глубоких океанических впадинах моложе 100 млн. лет. Данные для модели эволюции континентальной коры получены из нескольких источников. Одним из используемых доказательств является зональная структура более молодых геологических провинций вокруг центров докембрийских щитов с уменьшением возраста к периферии щита. Подобное строение наблюда-

ется на некоторых континентах, например в Австралии и Северной Америке¹.

Такие формы наводят на мысль о том, что провинции последовательно все более молодых пород в результате орогенической деятельности были объединены с окраинами континентов. Гипотеза наращивания континентов с помощью окраинной аккреции, хотя и не всюду применимая, в основном была подтверждена последними геохронологическими исследованиями. Полезные обзоры на эволюцию континентов с этой точки зрения дают Уилсон [1954], Инджел [1963] и Тейлор [1967]. Они указывают на значение базальтового и андезитового вулканизма в поставлении нового материала из мантии для увеличивающейся континентальной коры.

Все более важными в изучении эволюции континентов становятся геохимические данные. Раби [1951, 1955] указывал на ряд проблем, которые возникают при допущении, что вся вода Земли и двуокись углерода присутствовали в ранней первозданной атмосфере. Он предполагал постепенную эволюцию гидросферы и атмосферы путем дегазации Земли, связанной с вулканической и интрузивной магматической активностью, во время которой также образовывались породы коры. Хотя сейчас и известно, что ситуация по сравнению с представлением Раби была более сложной в связи с рециркулирующей летучих элементов, являющейся результатом субдукции коры в орогенных зонах, некоторые из его аргументов все еще имеют большое значение.

Наиболее убедительное геохимическое доказательство в пользу континентальной эволюции вытекает из изотопного развития Sr в коре: в результате радиоактивного распада ^{87}Rb в коре образуется ^{87}Sr . По подсчетам, среднее значение отношения Rb : Sr для горных пород верхней части континентальной коры должно составлять 0,25 при среднем отношении $^{87}\text{Sr} : ^{86}\text{Sr}$ 0,720. Однако возникшие из мантии горные породы, например океанические базальты, имеют отношение изотопов стронция весьма близкое к 0,703; это означает, что в резервуаре отношение Rb : Sr составляло около 0,03. Если континенты полностью сформировались в начале истории развития Земли, и если поэтому более молодые континентальные породы образовались в результате повторной переработки более древнего материала (например, вследствие эрозии и переноса его из щитов в молодые геосинклинальные регионы с последующим метаморфизмом и частичным плавлением), то в состав Sr более молодых континентальных пород должен входить в значительном объеме радиогенный компонент; отношения $^{87}\text{Sr} : ^{86}\text{Sr}$ могли бы ожидать в пределах 0,710—0,720.

Подобные предположения реализуются редко. Для большинства гранитов и метаморфических комплексов обнаруживается, что первоначальные отношения изотопов стронция обычно меньше 0,710 и иногда составляют² всего 0,704. Для орогенных эффузивных по-

¹ Hills [1953]; Hylley et al. [1962]; Richards, Everdnen [1962].

² Например, крупный докембрийский гранитный батолит на юго-западе Западной Австралии [Arriens, 1971].

род первоначальные отношения изотопов стронция часто изменяются от 0,703 до 0,707. Это означает, что горные породы большинства более молодых геологических провинций на протяжении почти всей истории эволюционировали в среде, характеризующейся отношением Rb : Sr сходным с таковым для верхней мантии и сильно отличающимся от этого показателя для верхней коры.

Низкие первоначальные отношения изотопов стронция континентальных магматических пород легче всего интерпретируются при условии, если эти породы полностью или преимущественно состоят из материала, образовавшегося в субналическом исходном регионе, вероятнее всего, в мантии¹. Часто отмечаемые более высокие по сравнению с мантией первоначальные отношения изотопов Sr в континентальных магматических породах, возможно, означают небольшие степени контаминации стронцием коры или эволюцию в течение недолгого периода в геосинклинальных условиях с более высокими, чем в мантии, отношениями Rb : Sr с последующим метаморфизмом и частичным плавлением.

На основе петрографических особенностей уже было сделано заключение (см. гл. 2), что средний химический состав континентальной коры напоминает состав средней магматической горной породы. Базируясь на изучении содержаний малых элементов, Тейлор [1967] пришел к выводу, что средний состав коры сходен с составом андезита, являющегося наиболее распространенным вулканогенным членом ассоциации орогенных магматических пород. Таким образом, регионы, где в настоящее время наращивается кора, по-видимому, характеризуются орогенной магматической активностью вообще и андезитовым вулканизмом в частности.

Подсчеты (хотя по общему признанию и неточные) современной доли извержений орогенных эффузивных пород наводят на мысль о том, что при постоянстве во времени оно могло бы объяснить образование всей континентальной коры². В результате тщательного изучения вулканической активности от верхнего мела доныне на Курильских островах Мархинин [1968] доказал, что изверглось примерно $6,5 \times 10^6$ км³ в основном пирокластических пород со средним андезитовым составом (58% SiO₂). Этого достаточно для превращения первоначальной океанической коры в кору континентального типа. По мнению Мархинина, на протяжении геологической истории вся континентальная кора могла образоваться как продукт вулканической деятельности в островных дугах и континентальных окраинах.

Таким образом, современная эволюция больших объемов континентальной коры в достаточной мере документально подтверждена. По заключению многих исследователей³, обширные толщи орогенных эффузивных пород и ассоциирующих с ними характерных осадочных образований встречаются в настоящее время во внутрен-

¹ Hurley et al. [1965].

² Wilson [1954].

³ Baragar, Goodwin [1969]; Dickinson [1969]; A. Engel [1963]; Wilson [1954].

них частях континентов и широко распространены в провинциях всех возрастов, вплоть до докембрия.

Общее мнение таково, что приращение коры за счет магматической активности орогенного типа являлось основной и непрекращающейся особенностью ее эволюции. Как и в настоящее время, центры древнего интраконтинентального орогенного вулканизма располагались, вероятно, вблизи окраин существовавших в то время континентальных блоков или в системах островных дуг. Все это свидетельствует о том, что происхождение и эволюция континентальной коры тесно связаны с происхождением орогенных магматических серий.

В гл. 7 рассматривался петрогенез орогенных магматических пород с выделением в первую очередь физической и химической дифференциации, которой обязаны своими составами многие горные породы. В гл. 8 делается упор на взаимосвязь между петрогенезом орогенных магматических пород и процессами, происходящими в регионах субдукции литосферы. Это влечет за собой необходимость обсуждения основных процессов дифференциации, обуславливающих образование коры и петрологическую эволюцию верхней мантии.

8-2. НЕКОТОРЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОН СУБДУКЦИИ

Распределение океанических желобов, островных дуг, действующих вулканов и зон субдукции в западной части Тихого океана показаны на рис. 8-1. Строение коры в системах островных дуг — желобов уже рассматривалось (см. раздел 2-3). Их отличительная особенность состоит в наличии большой отрицательной гравитационной аномалии в воздухе (примерно 300 мгал) над желобом и соответствующей положительной аномалии немного большей амплитуды над островной дугой (см. рис. 2-10).

Большинство островных дуг и активных окраин континентов (тихоокеанского типа) характеризуются интенсивной сейсмичностью. Гутенберг и Рихтер [1941] отмечали, что значительная часть сейсмической активности приурочена к наклонной плоскости, погружающейся примерно под углом 45° внутрь от желоба под островную дугу или континентальную окраину. Беньофф [1955] предположил, что эти сейсмические плоскости представляют собой крупные тектонические смещения; с тех пор они получили название зон Беньофа.

Точно определив места эпицентров землетрясений, Сайкс [1966] доказал, что мощность зоны Беньофа в районе островов Тонга — Фиджи составляла от 50 до 100 км, а сейсмическая активность местами продолжалась до глубины 650 км. Чаще всего зоны Беньофа погружаются под углом около 45° , но в различных островных дугах был обнаружен диапазон углов погружения от 30 до 90° . Даже в одной и той же островной дуге угол погружения зоны может заметно изменяться, обычно увеличиваясь с глубиной.

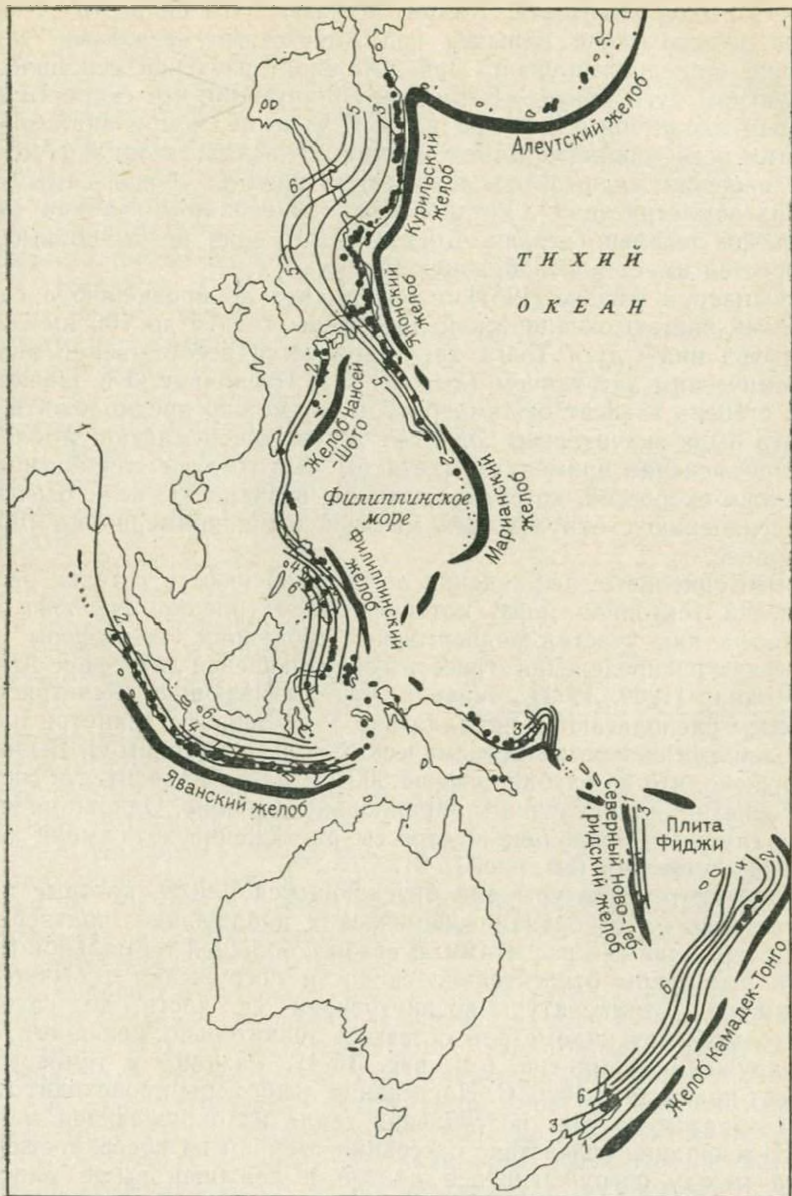


Рис. 8-1. Желоба, зоны Бенъофа и активные вулканы западной части Тихого океана.

Глубина до зон Бенъофа показана с помощью горизонталей, проведенных через 100 км. Вулканы — черные точки. По Оксбургу и Туркотту [1970]

Исходя из анализа времени пробега сейсмических волн от ядерных взрывов Лонгшота, Клири показал, что скорость P -волн, параллельных зоне Беньофа под Алеутскими островами, значительно выше нормальной. При детальном изучении сейсмической структуры дуги Тонга — Кермадек обнаружено, что скорости P - и S -волн вдоль зоны Беньофа на 6—7% выше, чем в аналогичных частях асейсмичной обычной мантии. Выяснилось также, что эти расхождения, видимо, прослеживаются вниз до уровня самых глубоких землетрясений¹. Установлено, что верхняя граница зоны Беньофа довольно резкая. Доказано, что зона необычно высоких скоростей имеет плитообразную форму.

Оливер и Айзакс [1967] отмечали, что по сравнению с самой верхней частью океанической литосферы (от 70 до 100 км), зона Беньофа ниже дуги Тонга характеризуется неестественно низким сейсмическим затуханием (высокое Q). Поскольку Q в значительной степени зависит от температуры, то можно предположить, что плита была значительно холоднее окружающей мантии. Аналогичное объяснение применимо (хотя бы частично) и для аномально высоких скоростей, которые могли бы возникнуть, если бы плита по сравнению с окружающей мантией была примерно на 1000°С холоднее.

Все описанные наблюдения легко объясняются с точки зрения моделей тектоники плит, которые рассматривают желоба и зоны Беньофа как участки подвергшейся субдукции литосферы. При изучении распределения стрессов в опускающейся литосфере Айзакс и Молнар [1969, 1971] доказали, что вызывающие землетрясения стрессы располагаются параллельно зоне Беньофа и внутри плиты с большими скоростями сейсмических волн и высоким Q . Было обнаружено, что на глубине свыше 300 км плита находится в состоянии сжатия, направленного параллельно падению. Однако на меньших глубинах преобладали стрессы растяжения, хотя имели место и стрессы сжатия (см. рис. 15-9).

Низкие температуры для опускающейся плиты, которые предполагались на основании сейсмических наблюдений, подтверждаются термальными расчетами. В связи с большей термальной инерцией литосферы относительно скорости погружения (обычно 5—15 км/год), температуры во внутренней ее части до глубины нескольких сот километров остаются значительно меньшими, чем в окружающей мантии (см. рис. 15-4). Разница в температуре может превышать 1000°С. Нагревание литосферы происходит главным образом за счет поступления тепла из окружающей мантии и его генерации вследствие рассеяния трением на поверхности раздела между погружающейся плитой и лежащей выше мантией. Последний источник, видимо, является весьма важным, обуславливая частичное плавление океанической коры².

¹ Mitronovas, Isacks [1971].

² Griggs [1972]; McKenzie [1969]; Oxburch, Turcotte [1970]; Toksöz et al. [1971].

Расчетные значения теплового потока в океанических желобах в основном низкие (рис. 8-2), что согласуется с наличием погружающейся холодной плиты; однако тепловой поток на континентальной стороне островных дуг оказался неожиданно высоким¹. Для плато Фиджи значения максимальных тепловых потоков достигают $5,6 \times 10^{-6}$ кал/см² с (среднее $2,4 \times 10^{-6}$ кал/см² с). Такой тепловой поток означает существование переноса массы или конвективных процессов между зоной Бенюфа и поверхностью. На эти процессы указывает также тот факт, что островные дуги представлены преимущественно вулканогенными породами.

Действующие вулканы образуют почти непрерывную цепь вдоль линии островных дуг, параллельную примыкающим океаническим желобам. Действующий или недавно действовавший вулканический пояс обычно имеет ширину менее 300 км. Он располагается на стороне высокого теплового потока, направленной к океану. Активные вулканы располагаются в основном на 80—150 км по вертикали выше зон Бенюфа. На больших расстояниях по вертикали (до 300 км) отмечается сравнительно значительное число таких вулканов.

Иногда в клине мантии, перекрывающем зону Бенюфа на глубинах менее 300 км, обнаруживаются необычные сейсмические свойства. Здесь скорости *P*- и *S*-волн значительно меньше нормальных, т. е. волны затухают. Федотов [1963, 1968] доказал на основании сейсмических данных существование крупных магматических камер на глубинах до 80 км под вулканами Камчатки. Детальное изучение затухания *P*- и *S*-волн в верхней мантии в районе островной дуги Тонга было осуществлено Баразанги и Айзаксом [1971]. Итоги этой работы показаны на рис. 8-3.

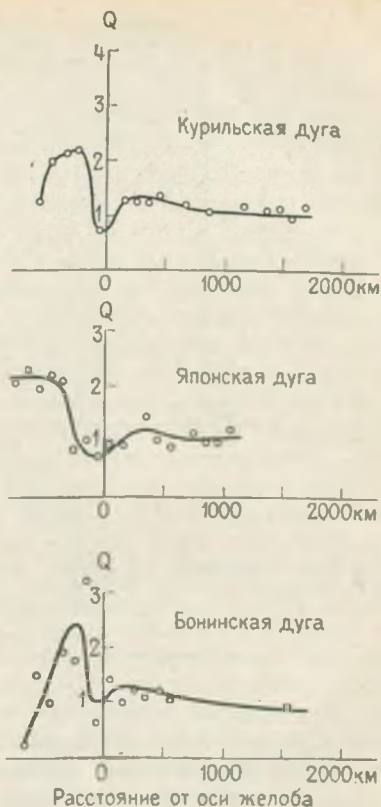


Рис. 8-2. Профили значений тепловых потоков через Курильскую, Японскую, Бонинскую островные дуги с интервалом в среднем 100 км.

В каждом случае район высокого теплового потока располагается на континентальной стороне дуги. По Уэда и Вакуиру [1968]

¹ Sclater, Menard [1967]; Uyeda, Vasquier [1968].

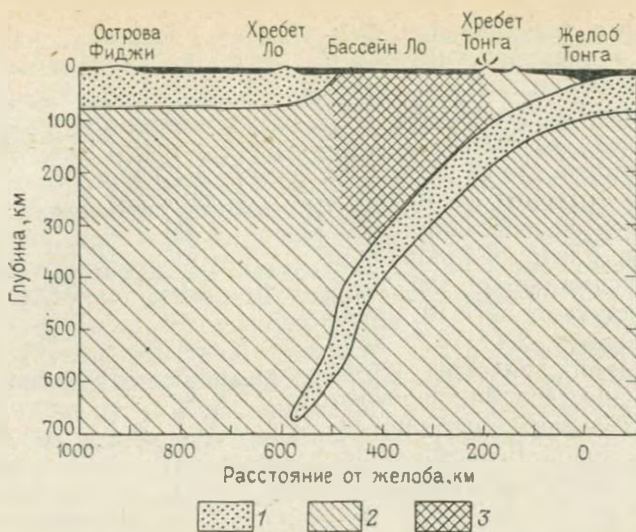


Рис. 8-3. Схематический разрез, перпендикулярный к дуге Тонга и показывающий положение плит литосферы (точки) по отношению к зонам высокого и низкого затухания сейсмических волн.

По Баразанги и Изаку [1971].
Значение Q : 1 — высокое, 2 — низкое, 3 — очень низкое

Полученные результаты подтверждают неразрывность сейсмически устойчивой плиты, имеющей высокое Q , с океанической литосферой¹. Интересной и наиболее значительной особенностью является исключительно низкое значение Q , обнаруженное в мантии под бассейном Ло, простирающимся примерно на 300 км западнее вулканического хр. Тонга. Мантия под этим регионом и до зоны Беньофа на глубине от 100 до 300 км характеризуется очень значительным сейсмическим затуханием P - и S -волн.

Кариг [1971] собрал данные по батиметрии, распределению осадков, тепловому потоку, структуре коры и геологии островов Ло и Тонга и доказал, что все полученные данные правильнее всего объяснить, если предположить, что бассейн Ло образовался вследствие рифтогенеза древней фронтальной дуги с последующим образованием в результате спрединга новой коры океанического типа в этом бассейне. Такая интерпретация подтверждается приведенными выше данными сейсмического затухания волн и их скоростями, а также тепловым потоком. Трудно представить, что мантия, перекрывающая на глубинах от 100 до 300 км зону Беньофа, не была вовлечена в какую-то форму взаимодействия с погружающейся литосферой².

¹ Barazangi et al. [1972]; Oliver, Isacks [1967].

² Barazangi, Isacks [1971].

Уилсон [1954] был одним из первых исследователей, связавших происхождение андезитовых магм с процессами, имеющими место в зоне Беньофа, и с ростом континентов. Он предположил, что в зоне Беньофа образовывались остаточные расплавы и богатые водой, кремнеземом и щелочами растворы, которые «по пути наверх, возможно, расплавляли части мантии и осадочных отложений, создавая таким образом множество видов вулканических пород от кислых до основных, которые обнаруживаются вдоль островных дуг». Хотя происхождение остаточных расплавов и растворов не получило объяснения, эти идеи, сформулированные в период, когда петрологи были уверены в образовании андезитов за счет контаминации базальтов осадочными породами или за счет переплавки последних, были передовыми для своего времени.

Из других значительных ранних работ следует отметить работу Коатса [1962], который предположил, что эвгеосинклинальные отложения и базальтовые вулканогенные породы в результате поддвига были опущены в зону Беньофа до глубины не менее 100 км.

Вода и вещество гранитного состава выделились из этих материалов и присоединились к расплавленной фракции базальтового состава, которая выполняла пустоты в перидотите мантии. Магма поднималась в виде блока, перекрывающего зону надвига и скапливалась в магматических камерах на умеренной глубине. Здесь в результате дифференциации богатой водой магмы при постоянном или частично повышающемся давлении кислорода формировались разновидности вулканогенных пород.

Хотя Коатс и подчеркивал большое влияние частичного плавления осадков и дифференциации в условиях высоких давлений кислорода на образование магм орогенного типа (механизмы, которые были отвергнуты в гл. 7), предложенная им структура петрогенеза орогенных пород в основном оказалась пророческой.

Следует упомянуть работу Горшкова [1962], который на основании геофизических и петрологических данных пришел к выводу, что магмы орогенного типа первичного происхождения и были генерированными в мантии на глубине от 70 до 150 км под островными дугами с помощью точно не установленных процессов.

Куно [1959] один из первых предположительно отнес образование магм к зоне Беньофа и связал их петрологический характер с глубиной возникновения в этой зоне. Он неправильно применил данную гипотезу к происхождению толентов, высокоглиноземистых и щелочных базальтов и рассматривал различные типы орогенных магм как образовавшиеся вследствие фракционной кристаллизации соответствующих базальтовых магм.

Диккинсон и Хаттертон [1967] успешно использовали идею Куно непосредственно для орогенных магм. По мнению Рингвуда [1966], происходящие вдоль зоны Беньофа процессы, возможно, приводили в движение диапиры и выталкивали их выше. Не исключено, что

диапиры вещества мантии, поднимаясь вверх из зон Беньофа вследствие падения давления на меньших глубинах подвергались частичному плавлению, образуя магмы.

Упомянутые выше исследователи первоначально связывали образование магм орогенного типа с тектоническими условиями, а не с петрохимическими процессами, способствовавшими их возникновению. Экспериментально решить эту проблему пытались Т. Грин и Рингвуд [1966, 1967, 1968]. Они вычислили, что андезит-дацитовые магмы могли возникнуть в результате частичного плавления мафической океанической коры (амфиболита или кварцевого эклогита) вдоль зоны Беньофа, где литосфера поддвинута в мантию. Однако предполагалось, что ассоциирующиеся с андезитами и дацитами толеитовые магмы появились не из поддвинутой океанической коры, а вследствие частичного плавления пиролита в перекрывающей зоне Беньофа клине.

Конвективная неустойчивость в этом клине, ведущая к частичному плавлению и образованию базальта, возможно, была вызвана подъемом орогенных магм из зоны Беньофа. Альтернативным предположением является вхождение в этот клин освобожденной вследствие дегидратации поддвинутой океанической корой воды, способствующей частичному плавлению и появлению водных базальтовых магм. Фракционирование этих магм в результате выделения амфибола привело к образованию ряда ассоциирующих с водными высокоглиноземистыми базальтами орогенных магм.

На глубинах примерно до 70 км поддвинутая вдоль зоны Беньофа океаническая кора скорее всего состоит в основном из амфиболита, который с глубиной переходит в эклогит¹. Вероятно, орогенные магмы вдоль зоны Беньофа образуются в результате частичного плавления амфиболита на меньших глубинах и кварцевого эклогита на больших; поступление тепла осуществляется за счет вязкостного рассеяния². Отношение $K:Na$ в полученных магмах с увеличением глубины будет возрастать, что согласуется с наблюдениями³.

После 1969 г. появилось большое количество публикаций, разрабатывающих эти темы более подробно, поэтому детальный обзор не имеет практического значения. Постоянно подчеркивалась роль воды, освобожденной вследствие дегидратации океанической коры и внедренной в перекрывающий клин, как имеющей большое влияние на распад амфиболов в погружающейся литосфере⁴. Ниже рассматривается попытка достижения синтеза существующих моделей.

Предполагаемая петрологическая модель. В соответствии с данными раздела 2-3, океаническая кора состоит в основном из гетерогенной смеси безводных мафических пород, мафических зеленых

¹ D. Green, Ringwood [1969]; Ringwood [1969].

² Oxburch, Turcotte [1968a].

³ Green, Ringwood [1969].

⁴ Fitton [1971]; D. Green [1972]; T. Green [1972]; Hamilton [1969]; McBirney [1969]; Raleigh, Lee [1969]; Ringwood [1969]; Wyllie [1971].

сланцев, амфиболитов и серпентиновых тел. Несмотря на то что серпентинит, как считается, составляет небольшую часть (менее 10%) общего объема, он вследствие высокого содержания воды (20%), возможно, является источником значительной ее части в мантии.

По мере погружения океанической коры в мантию зеленые сланцы на сравнительно ранней стадии превращаются в амфиболиты, а выделившаяся вода вступает в реакцию с окружающими безводными мафическими породами с образованием еще большего количества амфиболита. По-видимому, основная часть мафических компонентов погружающейся коры превращается в амфиболит, так что последующее высвобождение воды определяется дегидратацией амфиболита и серпентинита.

Давление и температура на все эти материалы влияют по-разному (рис. 8-4). Переход амфиболита в эклогит + вода является примерно изобарическим, имея место в интервале давлений 20—30 кбар в пределах обширного диапазона температур, тогда как дегидратация брусита, серпентина и талька с образованием форстерита и энстатита + вода — почти изотермический (при давлении между 5 и 30 кбар) и не зависит от общего давления.

Две группы исследователей независимо друг от друга [Ringwood, Major, 1966, 1967; Sclar, Carrison, Stewart; 1967] открыли новую фазу водных магнезиальных силикатов, устойчивую в широких пределах давлений и температур¹, простирающихся соответственно от 50 кбар и 500°С до 130 кбар и 1300°С и выше. Состав этой фазы $Mg_7Si_2O_8(OH)_6$, ее плотность 2,96 г/см³. Структура фазы ее еще не определена, и мы ссылаемся на нее с помощью неспецифического сокращения «DHMS» (плотный гидратный магнезиальный силикат). Взаимосвязи устойчивости означают, что при высоких давлениях серпентин будет распадаться на фазу DHMS + энстатит; кроме того, фаза DHMS является важной ловушкой для воды в погружающейся литосфере².

При погружении океанической коры вдоль зоны Бенюфа ее верхняя граница нагревается в результате диссипации трением³. Расчеты величины этого явления значительно варьируют. В последующем не будет избрана ни одна из отстаивавшихся специфических моделей, а скорее будет сделано допущение об уровне нагревания с помощью данного механизма, который в основном и приводит к удовлетворительной петрологической модели.

В частности, предполагается, что мафическая океаническая кора следует по такому пути изменения *P-T*-условий, при котором изобарический переход амфиболита в эклогит + водяной пар происходит в условиях субсолидуса, т. е. при достаточно низких температурах; во время перехода кислый силикатный расплав не обра-

¹ Зависимости устойчивости этой фазы рассматриваются в разд. 13-2.

² Последние эксперименты Ямамото и Акимото [1975] позволяют предположить, что гидроксильный хондродит $[2Mg_2SiO_4 \cdot Mg(OH)_2]$ также может содержать в большом количестве воду в погружающейся литосфере.

³ McKenzie [1969]; Oxburch, Turcotte [1968a, 1970]; Toksoz [1964].

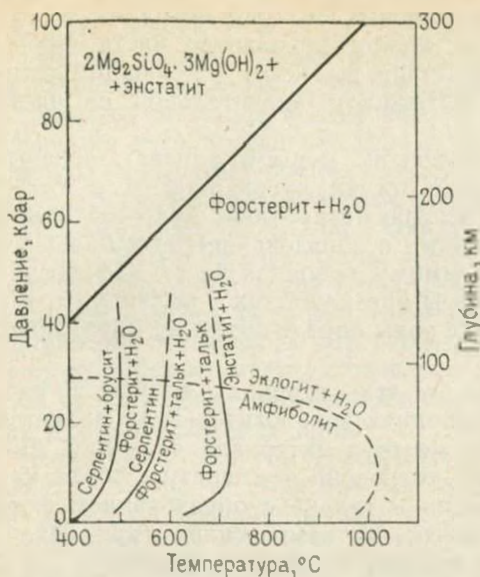


Рис. 8-4. *P-T*-кривые равновесия реакций дегидратации, включая брусит, серпентин, тальк и $2\text{Mg}_2\text{SiO}_4 \cdot 3\text{Mg}(\text{OH})_2$, а также расчетная кривая перехода амфиболит — эклогит.

Все кривые — для условий $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{общ}}$

предполагается, что водные магмы фракционируют в результате отделения оливина, пироксена и амфибола, образуя раннюю толеитовую стадию развития островной дуги. Весьма важная особенность этой стадии заключается в том, что только небольшое количество силикатного компонента (содержащегося в парообразной фазе) переносится из поддвинутой океанической коры в толеитовые магмы, которые в конечном счете образуются в клине. Кроме того, порисходящий на глубинах от 70 до 100 км процесс контролируется в условиях изобарического субсолидуса распадением амфиболита на эклогит + вода.

На глубинах свыше 100 км мафическая часть океанической коры будет превращаться в кварцевый эклогит³ (см. рис. 8-6). Температура вблизи верхней части слоя кварцевого эклогита, где тепло генерируется вследствие рассеяния трением, может достигать в интервале глубин 70—100 км примерно 700°С. Но более глубокие уровни этого слоя, вероятно, будут намного холоднее, поскольку тепло с его поверхности уходит сравнительно медленно.

¹ В этом отношении вышеупомянутое предположение отличается от предположений Фиттона [1971], Джейкеса и Джилла [1970], Т. Грина [1972], но согласуется с моделью Николлса и Рингвуда [1973].

² Wyllie [1971].

³ Ringwood [1969]; Ringwood, D. Green [1966].

зается¹. Для перехода необходимо, чтобы в пределах интервала глубины от 70 до 100 км температуры океанической коры были в основном ниже 700°С (см. рис. 7-16 и 8-4).

Образовавшееся в плите в результате дегидратации амфиболита большое количество воды поднимается в мантию, способствуя резкому уменьшению «вязкости» и вызывая подъем диапиров пиролита из зоны Беньофа². В поднимающихся диапирах при наличии высокого давления водяного пара происходит частичное плавление, ведущее к отделению на меньших глубинах водных толеитовых магм.

По данным Николлса и Рингвуда [1973], пред-

Рассмотрим дегидратацию отдельных тел серпентинита, рассеянных по всему слою кварцевого эклогита. В пределах широкого диапазона температур (от 500 до 1200° С) будет происходить несколько реакций (см. рис. 8-4):

1. Серпентин + брусит → форстерит + вода ($T \sim 500^\circ \text{C}$);
2. Серпентин → форстерит + тальк + вода ($T \sim 600^\circ \text{C}$);
3. Форстерит + тальк → энстатит + вода ($T \sim 700^\circ \text{C}$);
4. Серпентин → DHMS + энстатит + вода ($P \sim 50$ кбар, $T \sim 500^\circ \text{C}$);
5. DHMS + энстатит → форстерит + вода ($P \sim 50-150$ кбар, $T \sim 500-1500^\circ \text{C}$).

Реакции дегидратации будут осуществляться постепенно, так как температуры на разных глубинах в слое кварцевого эклогита возрастают в различной степени благодаря длительному процессу термальной проводимости от верхней границы этого слоя. Соответственно будет существовать очень обширный интервал глубин, где будет иметь место обезвоживание блоков серпентинита. Образовавшийся водяной пар должен распространяться через окружающий кварцевый эклогит. На глубине более 100 км температура на верхней границе слоя кварцевого эклогита превышает 700° С, и по мере погружения плиты изотерма 700° С проникает глубже в этот слой.

При наличии появившихся в результате последовательной дегидратации серпентинитовых тел, высоких давлений воды и температур выше 700° С кварцевый эклогит будет частично плавиться с образованием обогащенной эклогитом + водой остаточной риодацитовой магмы, содержащей почти все ранее присутствовавшие в океанической коре несовместимые элементы. Как уже указывалось, эта магма мигрирует вверх, в клин выше зоны Беньофа, и вступает в реакцию с пиролитом с образованием оливнинового пироксенита¹. Таким образом, диапиры водосодержащего пироксенита поднимаются и частично плавятся, давая начало известково-щелочному типу орогенных магм, характеризующихся высокими отношениями К:Na и сильно фракционированными содержаниями редкоземельных элементов. Эти магмы по мере подъема к поверхности могут претерпевать дальнейшее фракционирование, которое в основном контролируется кристаллизацией граната, пироксена и амфибола.

Прохождение через клин поднимающихся известково-щелочных магм может вызвать конвективные движения вверх в окружающем пиролите, что приведет к образованию базальтовых магм. Не исключено, что кислые насыщенные водой магмы, выплавившиеся из погружающегося слоя кварцевого эклогита, смешиваются с базальтовыми магмами, изменяя тем самым их составы и характер фракционирования².

Вероятно, существуют многочисленные родственные процессы, происходящие в клине и ведущие к формированию известково-ще-

¹ Nicholls, Ringwood [1973].

² D. Green, Ringwood [1968, 1972].

лочного типа орогенных магм. Генерация их в основном происходит в интервале глубин 100—150 км, хотя меньшие их объемы могут формироваться на глубине¹ до 300 км. Это, вероятно, объясняется тем, что большая часть легкоплавкого компонента ко времени достижения данной глубины бывает удалена из погружающегося эклогитового слоя. Тот факт, что район сильного затухания сейсмических волн простирается до зоны Беньюфа, до глубин 300 км (см. рис. 8-3), наводит на мысль о еще продолжающемся поступлении в клин воды из погружающейся литосферы и возбуждении конвективной неустойчивости даже после окончания экстракции магмы. Наиболее вероятным источником воды является фаза DHMS, которая, скорее всего, должна образоваться в бывших серпентинитовых телах, задержавшихся внутри погружающейся литосферы.

При повышении температур фаза DHMS, очевидно, будет вызывать на глубинах от 150 до 400 км высокое парциальное давление водяного пара. Поступление его в нефракционированный пиролит в перекрывающем клине, возможно, является причиной начинающегося ($< 1\%$) плавления легкоплавких компонентов, что приводит, как в слое низких скоростей, к сильному затуханию сейсмических волн и мобильности. Подъем вверх получившегося подвижного пиролита, сопровождаемый частичным плавлением и образованием базальта, по-видимому, обуславливает создание новой океанической литосферы и спрединга коры на континентальной окраине некоторых островных дуг².

В итоге можно предположить, что генезис ранней толентово-щелочной фазы орогенной магмы обуславливается внедрением на глубине от 80 до 100 км воды в перекрывающий зону Беньюфа клин, образовавшейся в результате дегидратации амфиболита в условиях субсолидуса в погружающейся океанической коре. Вода вызывает частичное плавление пиролита с образованием тел водосодержащих толентовых магм, которые поднимаются и фракционируют. Важный момент состоит в том, что орогенные магмы этой стадии получаются в конечном счете из пиролитового клина, а не из погружающейся коры.

С другой стороны, более поздняя и более развитая известково-щелочная фаза петрогенеза обуславливается внедрением обводненной кислой магмы в клин над зоной Беньюфа на глубинах от 100 до 150 км и более. Кислая магма образуется в результате частичного плавления кварцевого эклогита в погружающейся океанической коре. Подобные кислые магмы превращают участки располагающегося выше пиролита в пироксенит, который поднимается в виде диапиров и подвергается частичному плавлению, образуя известково-щелочные магмы. Таким образом, последние представляют собой смесь компонентов, отделившихся как от погружающейся океанической коры, так и от перекрывающего пиролитового клина.

¹ Fedotov [1968].

² Barazangi, Isacks [1971]; Karig [1971].

Примерно ниже 150 км мафическая океаническая кора превращается в очень тугоплавкий биминеральный эклогит, занимающий термальный раздел (см. рис. 7-8) и сильно обедненный легкоплавкими компонентами и несовместимыми элементами. Подстилающий же перидотит, который первоначально образовался вблизи срединно-океанического хребта и был комплементарным к базальтовой океанической коре, по своему характеру также является остаточным и тугоплавким, а также сильно обедненным компонентами с низкой точкой плавления и несовместимыми элементами.

Таким образом, погружающаяся в мантию литосфера разделяется на два сильно тугоплавких компонента — эклогит и перидотит. Оба они обладают более высокими, чем у пиролита, начальными температурами плавления (солидусами; см. рис. 7-8). Подобные термальные особенности вместе с большими размерами каждого компонента и их обедненностью несовместимыми элементами определяют то, что погружающаяся литосфера никогда ни в каком последующем цикле плавления не сможет снова служить источником базальтовой магмы. По-видимому, невозможно представить способ, каким 5—50-километровые блоки фракционированныхigneупорных эклогита и перидотита могут быть тонко перемешаны в твердом состоянии в глубокой мантии с образованием однородного (в сантиметровом масштабе) пиролитового состава. Кроме того, это потребовало бы повторного введения легкоплавких компонентов и несовместимых элементов, которые экстрагировались бы из литосферы и перешли в континентальную кору. Удовлетворительной модели для достижения этого пока не имеется.

Следовательно, литосфера, как подчеркивал Рингвуд [1969], стала необратимо дифференцированной. Дополнительными продуктами этой необратимой дифференциации являются породы континентальной коры, получившиеся в результате магматизма орогенного типа, и истощенная тугоплавкая погружающаяся плита, состоящая из эклогита и перидотита.

8.4. ЭВОЛЮЦИЯ КОРЫ

Погружение литосферы в мантию происходит в двух различных условиях — под желобами вдоль окраин континентов (например, западное побережье Южной Америки) и вблизи островных дуг и желобов внутри глубоких океанических котловин (например, Марианской дуги и дуги Тонга). Так как время существования систем желобов и погружающейся литосферы ограничено (возможно, порядка 100 или 200 млн. лет) было бы интересно предположить условия, служащие причиной образования опускающейся системы литосфера — желоб в регионах, где ранее подобные системы не существовали.

В океанических регионах литосферы плиты в среднем плотнее находящегося ниже (в слое низких скоростей) более горячего вещества мантии¹. Таким образом, система является потенциально

¹ Clark, Ringwood [1964].

неустойчивой по отношению к конвекции. Один лишь факт наличия неоднородного вертикального градиента плотности не является достаточным условием для конвективного перемешивания. Для возникновения конвекции требуется также и горизонтальный градиент плотности.

По предположению Рингвуда и Д. Грина [1966], начальное погружение литосферы, возможно, вызвано нестабильностью, порожденной переходом базальта в эклогит в более низком участке коры¹. Это предположение основывается на экспериментальных исследованиях, которые показали, что сухие базальтовые породы неустойчивы в *P-T*-условиях, существующих в обычной коре, и при благоприятных кинетических условиях мог бы иметь место переход в эклогит, плотность которого составляет от 3,45 до 3,6 г/см³. Если бы подобный переход произошел в большом объеме базальтов, мантия (плотность 3,3 г/см³) не смогла бы выдержать этот груз, и эклогит начал бы погружаться в нее, деформируя кору и вызывая орогенез.

На рис. 8-5 (*A—G*) видна возможная эволюция континентальной окраины в этих условиях. В качестве вероятного примера была выбрана эвгеосинклиналь, которая по современным представлениям образует восточное побережье США.

Исходное положение (рис. 8-5, *A*) принято таким, когда эвгеосинклиналь располагается выше континентального склона, состоящего главным образом из безводного габбрового материала². Последний является метастабильным по отношению к эклогиту, но из-за низкой температуры он не претерпел перехода. Отложение осадков, сопровождаемое изостатическим прогибанием, продвигает габбро дальше в область устойчивости эклогита (рис. 8-5, *B*).

С увеличением температур до 300—400°С вследствие термоизоляции осадками, габбро с заметной скоростью начинают переходить в эклогиты. Большой участок утолщенной мафической коры

¹ Эта работа написана в то время, когда положения теории раздвигания океанического дна и тектоники плит были на ранней стадии развития; рассматривались две модели — одна, демонстрирующая влияния базальт-эклогитового перехода на вертикальную эволюцию континентальной окраины без раздвигания океанического дна, другая — отражающая те же эффекты применительно к раздвиганию океанического дна. Настоящая дискуссия непосредственно объединяет обе эти модели, используя модель вертикальной эволюции как начальной стадии погружения литосферы, подразумеваемой в раздвигании дна океанов. Детальное обсуждение родственной модели было недавно сделано Дьюи и Бёрдом [1969, 1970].

² Рингвуд и Д. Грин [1966] допускали, что районы источников ранней стадии базальтового вулканизма располагаются непосредственно ниже этой эвгеосинклинали. Однако Дьюи [1969] считал это допущение излишним. Современная кора ниже континентального склона и эвгеосинклинали являлась участком начального рифтогенеза Американско-Европейского континента поверх эмбрионального Атлантического срединно-океанического хребта. Это должно было бы сопровождаться обширным базальтовым вулканизмом (платобазальты) и интрузиями габбро на глубине. Не исключено, что такой переходный между континентальной и океанической корой регион в основном представлен мафическим материалом, образовавшимся на самых ранних стадиях раздвигания Атлантического океана. Такая точка зрения принята в данной работе.

Рис. 8-5. Модель эволюции континентальной окраины. По Рингвауду и Д. Грину [1966].

А—исходное положение восточного побережья Северной Америки (Drake et al., 1959); 1—континентальный шельф; 2—осадки; 3—океан; 4—континентальная кора; 5—океаническая кора (мафическая); 6—окраина континента (мафическая); 7—мафический дайковый комплекс, образовавшийся в период более раннего рифтогенеза в срединно-океаническом хребте; 8—ультрамафическая мантия ($\rho \sim 3,3 \text{ г/см}^3$). М—граница Моховоричича.

В—безводная мафическая нижняя часть коры превращается в эклогит. 1—миогео-синклиналь; 2—эвгеосинклиналь; 3—изостатическая депрессия морского дна; 4—континентальная кора; 5—эклогит ($\rho = 3,5 \text{ г/см}^3$); 6—мантия ($\rho = 3,3 \text{ г/см}^3$). М—граница Моховоричича.

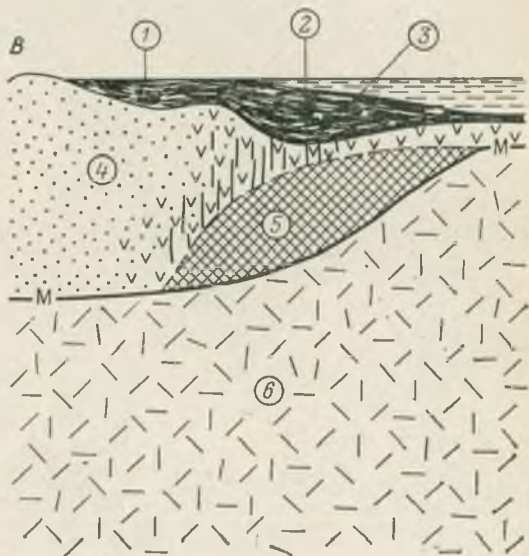
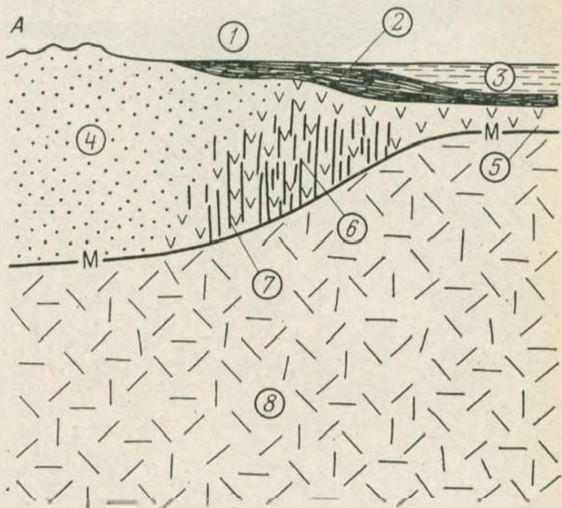
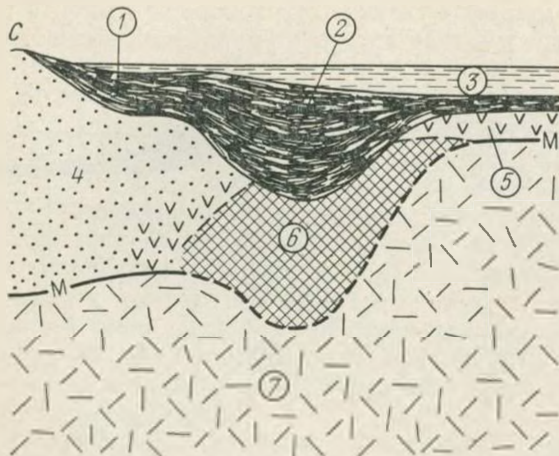
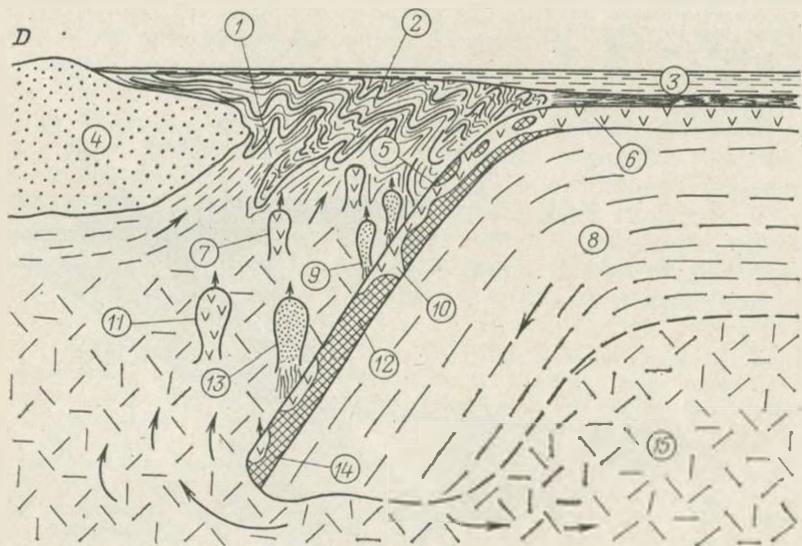


Рис. 8-5.



C — нижняя эклогитовая часть коры опускается в мантию, вызывая углубление эвгосинклинали. 1 — многоэвгосинклинали; 2 — эвгосинклинали; 3 — океан; 4 — континентальная кора; 5 — океаническая кора; 6 — эклогит; 7 — мантия; M — граница Моховичича.



D — разрыв коры и начало опускания литосферы, вызванное погружающимся эклогитом; смятие в складки эвгосинклинальных отложений и зарождение зоны Беньофа; начало толентового вулканизма орогенного типа, обусловленного миграцией воды из литосферы в пиролитовый клин выше зоны Беньофа. 1 — интродуцируемые из мантии альпийские перidotиты; 2 — смятая в складки геосинклинали; 3 — океан; 4 — континентальная кора; 5 — дегидратация; 6 — базальт+габбро+амфиболит; 7 — толентовая магма+H₂O; 8 — погружающаяся перidotитовая литосфера; 9 — частичное плавление амфиболита; 10 — амфиболит; 11 — дифференциация богатых водой толентовых магм с образованием известково-щелочных магм; 12 — эклогит; 13 — андзит; 14 — амфиболит, превращающийся в эклогит; 15 — пиролит.

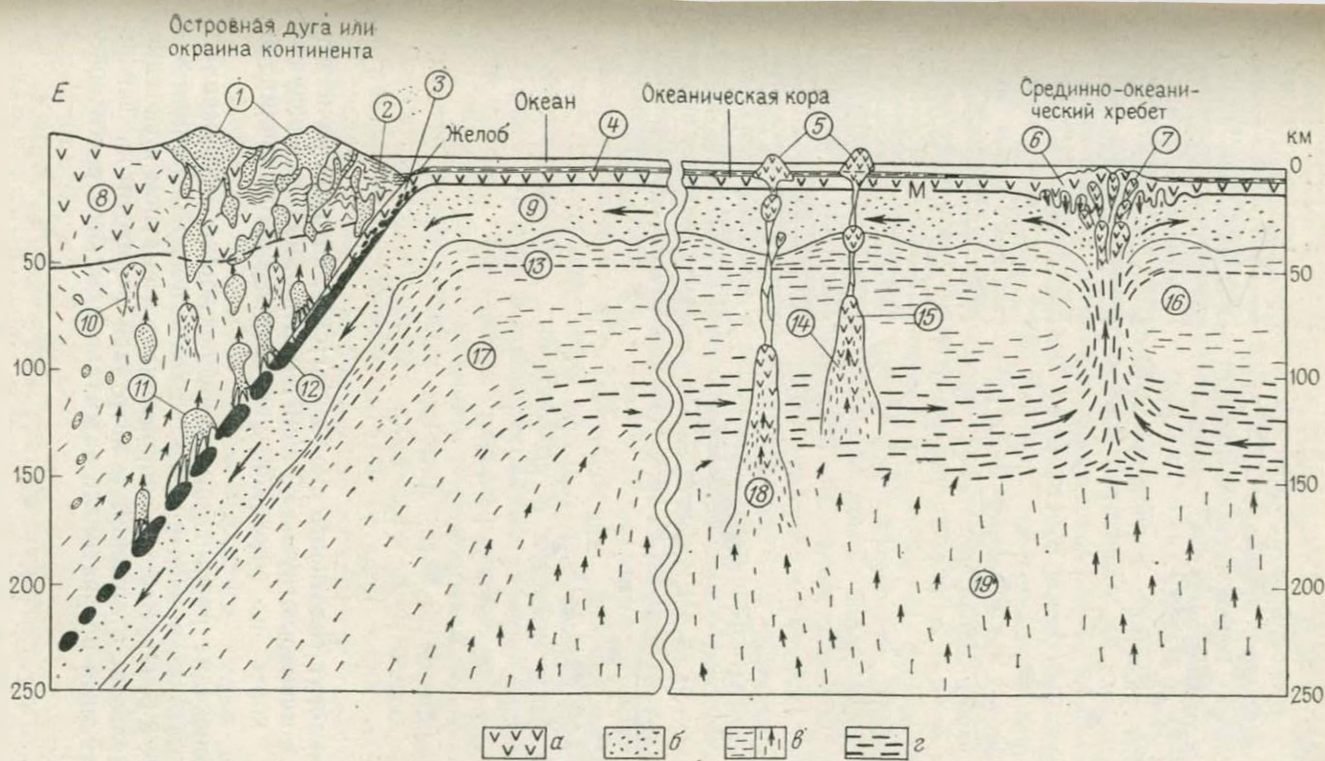
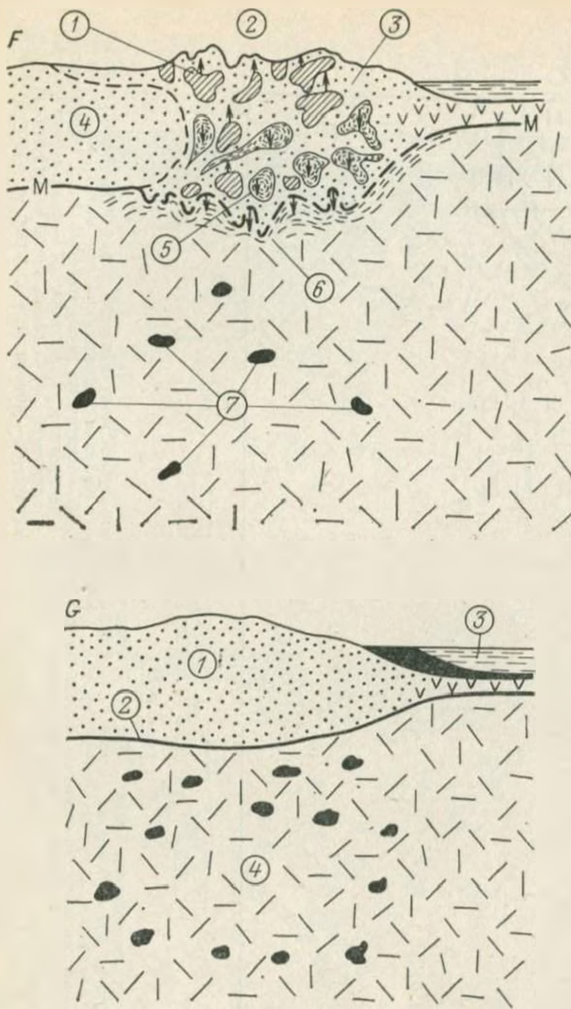


Рис. 8-5.

E — петрологическая модель генерации и поглощения плиты. По А. Рингвуду (1969).

Литосфера погружается на глубину от 100 до 300 и более км. В слое кварцевого эглогита вдоль зоны Беньюфа и в перекрывающем пиролитовом клине происходит частичное плавление. 1 — андезитовый вулкан; 2 — смятые в складки океанические отложения; 3 — базальты, превращающиеся в эглогит; 4 — осадочные породы; 5 — щелочно-базальтовые вулканы; 6 — остаточные перидотитовые тела, погружающиеся в мантию; 7, 10 — базальтовая магма; 8 — нормальная континентальная кора; 9 — перидотитовая крышка; 11 — андезитовая магма; 12 — эглогит; 13 — нижняя граница разрывающейся океанической плиты; 14 — частичное плавление; 15 — магматическая сегрегация; 16 — частичное плавление в поднимающемся столбе; 17 — пиролит; 18 — поднимающийся диапир; 19 — пиролитовая мантия; а — базальты или амфиболиты; б — остаточный перидотит; в — первичный пиролит; г — источник пиролита.

Рис. 8-5.



F — опускание литосферы окончательно прекращается после достижения глубины 700 км или более. Из мантии дифференцировалась новая полоса континентальной коры альпийского типа, которая причленялась к краю нормальной континентальной коры. Ослабление области регионального стресса допускает поднятие альпийской горной цепи. 1 — диапировое поднятие батолитов; 2 — альпийская горная цепь; 3 — новая континентальная кора; 4 — континентальная кора; 5 — диапировое погружение крупных перidotитовых тел; 6 — гетерогенная нижняя часть коры и верхней мантии: смесь перidotита, эклогита, гранодиорита и метаморфизованных пород коры; 7 — небольшие шпильки эклогита; *M* — граница Моховоричича. *G* — эрозия горных цепей и основная диапировая дифференциация под влиянием силы тяжести, ведущие к восстановлению границы Моховоричича и дальнейшему охлаждению на глубине, с образованием в итоге устойчивого щита. 1 — вновь наращенная континентальная кора; 2 — регенерированная граница Моховоричича; 3 — океан; 4 — перidotитовая мантия с небольшими телами остаточного эклогита

переходит в эклогит (плотность около $3,5 \text{ г/см}^3$), который начинает погружаться в менее плотную ($3,3 \text{ г/см}^3$) мантию, вызывая вздутие в основании коры и заметное углубление эвгеосинклинали (рис. 8-5, C).

Затем происходит разрыв коры с последующим погружением литосферы в мантию, приведенным в движение погружающимся эклогитом (рис. 8-5, D). Все это сопровождается смятием в складки эвгеосинклиналичных отложений и интрузией перidotитов. Теперь окраина континента превратилась из «атлантического» в «тихоокеанский» тип¹.

¹ Dewey [1969]; Dewey, Bird [1970].

При погружении литосферы на большую глубину основной движущей силой становится избыток ее плотности. Нормальная океаническая кора (базальты, габбро и амфиболиты) превращается в эклогит. Образовавшаяся в результате дегидратации амфиболита вода поднимается в перекрывающий клин, что вызывает конвективную неустойчивость и порождает родственные толентам магмы орогенного типа.

На рис. 8-5, *E* изображена зрелая стадия эволюции вдоль зоны Беньофа. Теперь литосфера опустилась на глубину более 300 км и происходит частичное плавление слоя погружающегося кварцевого эклогита, что, как упоминалось выше, вызывает в итоге генерацию орогенных магм известково-щелочного типа. Погружение литосферы продолжается до глубины 700 км и более. В конце концов оно прекращается, когда исчезает разница между плотностями погружающейся литосферы и окружающей мантии или в результате термального равновесия, или вследствие фазовых изменений.

На этой стадии (рис. 8-5, *F*) из мантии отдифференцировался крупный пояс вновь образовавшихся пород коры и объединился с континентальной окраиной. Вероятно, новая кора представляет собой высоко гетерогенную смесь магматических пород орогенного типа, метаморфических пород, смятых в складки осадочных отложений, базальтов и габбро, а также ультрамафических интрузивных пород (из стадии *D*). В результате совместного влияния генерации радиоактивного тепла *in situ* и подведения его от крупных первичномагматических интрузий из мантии, температуры утолщенной коры становятся необычно высокими. Это приводит к обширному региональному метаморфизму и образованию вторичных гранитных магм вследствие частичного плавления кристалльных пород, сопровождаемого гибридизмом и контаминацией. Из-за высоких температур коры в полях устойчивости пироксенового и гранатового гранулита базальтовые породы встречаются чаще, чем эклогиты.

Физическая однородность пород нижней части коры и верхней мантии может служить причиной того, что распределение сейсмических скоростей между ними становится почти непрерывным, и граница Мохоровичича на этой стадии определяется с трудом. С ослаблением поля регионального стресса вследствие прекращения погружения породы складчатого геосинклинального клина и сопровождающих его магматических интрузий изостатически поднимаются, образуя альпийскую горную цепь.

Во время последней и самой длинной стадии эволюции коры (рис. 8-5, *G*), горы постепенно эродируются, и кора приобретает устойчивую гравитационную и геологическую конфигурацию. Ранее внедренные в кору крупные тела ультрамафических пород погружаются обратно в мантию в виде диапиров, а большие объемы более легких кислых пород поднимаются таким же образом из мантии в кору.

Конечным результатом разделения больших масс горных пород в гравитационном поле в соответствии с их плотностями является восстановление четкой границы между средними, но однородными

породами нижней части коры в гранулитовых фациях и ультрамафическими породами верхней мантии. Таким образом, граница Мохоровичича, которая в начале цикла находилась под океанической корой, но сглаживалась во время активной фазы орогенеза, восстанавливается в стабильной континентальной коре¹.

Проявление интенсивного метаморфизма и магматизма, сопровождаемых геохимической дифференциацией, приводит к сильной концентрации в верхней части коры радиоактивных элементов — U, Th и K. Дальнейшая эрозия этой части земной коры в конце концов завершается полным истощением радиоактивными элементами, что выражается в низких величинах теплового потока, обычно наблюдаемых на докембрийских щитах, и в сравнительно невысоких кристалльных и субкристалльных температурах. Эти явления в свою очередь являются причиной того, что кора и верхняя мантия становятся сравнительно стабильными и тектонически устойчивыми, что характерно для докембрийских щитов. Таким образом, основной геологический цикл заканчивает свое развитие.

8-5. ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Сутью современного понимания эволюции коры и верхней мантии является теория раздвигания океанического дна и тектоники плит. В данной работе уделяется внимание не столько структурным и тектоническим аспектам этой теории, сколько их влиянию на геохимическую и петрографическую дифференциацию мантии, а также на сегрегацию коры. Некоторые из этих положений изображены на рис. 8-5, E.

Процесс дифференциации мантии может рассматриваться как начинающийся в гравитационно нестабильном слое низких скоростей под срединно-океаническими хребтами. Поднимающиеся вверх из этого слоя пиролитовые диапиры претерпевают частичное плавление, что приводит к образованию базальтовой магмы наряду с остаточным нерасплавленным перидотитом. Очевидно, непосредственным их источником является слой низких скоростей, а пополнение происходит прежде всего за счет горизонтального внутреннего потока из слоя низких скоростей², а не за счет направленного вверх вертикального перемещения из источников, расположенных под срединно-океаническими хребтами и ниже слоя низких скоростей³. На рис. 8-5, E изображена предполагаемая форма этого потока. Преимуществом такой формы с ее мелкой конвективной зоной является более легкое объяснение горизонтальной мобильности срединно-океанических хребтов по отношению друг к другу⁴.

Для осей хребтов характерны большие величины тепловых потоков и довольно высокие подповерхностные температуры для под-

¹ Ringwood, D. Green [1966].

² Isacks et al. [1968]; Ringwood [1969]; Ringwood, D. Green [1966].

³ Как это, к примеру, предполагалось Оксбургом и Туркотом [1968].

⁴ Например, срединно-океанических хребтов, окружающих Африку.

держания стабильности базальтовых минеральных ассоциаций. Таким образом, хребты развиваются как расширяющиеся структуры, состоящие из гетерогенной смеси габбро, долерита, перидотита и пиролита с поверхностными базальтами. О подобной гетерогенности свидетельствуют результаты сейсмических исследований (см. рис. 2-8), которые показывают наличие локализованного на высоких уровнях вещества мантии ($V_p \sim 8$ км/с) и повсеместное распространение вдоль зон разломов ультрамафических пород. Гетерогенная смесь плотных ультрамафических пород и менее плотных базальтов гравитационно неустойчива. При высоких средних температурах прочность развивающейся литосферы недостаточна, чтобы предотвратить погружение плотных интрузий перидотитов обратно в мантию. Таким образом, граница Мохоровичича подтверждается широко развитой внутри гравитационного поля Земли твердофазной дифференциацией основных типов горных пород с контрастной плотностью.

Так развивается зональная океаническая литосфера, имеющая мощность около 70 км и состоящая из слоя базальтов, перекрывающего слой остаточного перидотита и расположенного ниже пиролитового слоя. Изучение распределения температур в поднимающихся отторженцах под срединно-океаническими хребтами по отношению к степени частичного плавления определенно наводит на мысль, что между истощенным перидотитовым и пиролитовым слоями могут существовать еще слои, обнаруживающие влияние различных степеней частичного плавления первичного пиролита. Верхний слой сильно истощенного перидотита (гарцбургит, комплементарный океаническим толентам), возможно, снизу сменяется слоем лерцолита (комплементарного к щелочным базальтам), а затем слоем пиролита, подвергшегося только очень небольшой степени частичного плавления и потерявшего незначительные количества высокощелочных мафических расплавов, сильно обогащенных такими несовместимыми элементами, как K, Rb, Ba, U, Th и La. Этот слой, вероятно, все еще будет считаться пиролитовым, поскольку при дальнейшем частичном плавлении он в состоянии генерировать океанические толеитовые магмы¹.

Предположение о существовании слоя слабо фракционированного пиролита сделано на основании доводов Гаста [1968], доказавшего, что океанические толенты получаются из участков мантии, которая во время более ранних эпизодов дифференциации, вероятно, потеряла 50% некоторых несовместимых элементов.

Затем плита перемещается наружу, скользя по слабой, находящейся в начальной стадии плавления зоне низких скоростей, достигая в конце концов глубоководного желоба и, как описывалось ранее, погружаясь в мантию. Здесь происходит дальнейшая дифференциация, ведущая к образованию все более обогащенных кремнеземом магм орогенного типа, которые поднимаются вверх и увеличивают объем новой континентальной коры. Это может носить

¹ Gast [1968]; Kanamori, Press [1970]; Oxburch, Turcotte [1968a].

характер или горизонтального (латерального) дополнения к существующей континентальной окраине, или системы островных дуг, которая впоследствии приращивается к окраине континента¹. В конце концов зона, подстилающая растущую континентальную кору, объединяется компонентами с низкими точками плавления и достигает химического состояния тугоплавкого перидотита.

Таким образом, генерация коры из мантии, видимо, должна протекать через два различных типа процессов дифференциации, в которых доминируют соответственно вертикальный и латеральный перенос материала. Вертикальная дифференциация включает частичное плавление мантии и перенос легкоплавких компонентов непосредственно в выше расположенный участок коры. Этот процесс ведет к образованию остаточной тугоплавкой ультрамафической зоны в мантии сразу же под континентальной корой. Он достигал своего максимального развития в регионах докембрийских щитов.

Латеральная дифференциация является неотъемлемой частью процесса раздвигания океанического дна. Образовавшиеся в результате частичного плавления пиrolита мантии базальты переносятся к глубоководным желобам близ окраин континентов и островных дуг, где они, когда океаническая кора погружается в мантию, в свою очередь подвергаются частичному плавлению с образованием известково-щелочных магм, которые также поднимаются и входят в состав коры.

Холодная опускающаяся плита перидотита и эклогита продолжает погружаться до глубин 700 км или более. Этот сильно дифференцированный остаточный материал поступает в мантию и возвращается во второй цикл. До некоторой степени он вытесняет вверх относительно нефракционированный пиrolит в слой низких скоростей, который действует, как промежуточный источник для срединно-океанических хребтов (см. рис. 8-5, E). В этой модели подразумевается, что основным механизмом раздвигания океанического дна и тектоники плит является необратимая петрографическая и химическая дифференциация мантии, ведущая к образованию пород коры с одной стороны и поступающих в нижнюю мантию тугоплавких фракционированных железо-магнезиальных силикатов с другой².

Возвращаясь к модели погружающейся литосферы (см рис. 8-5, A—G), мы заметим, что она допускает наличие слоя пиrolита, подвергшегося только очень небольшой степени частичного плавления под слоями сильно дифференцированных базальтов (эклогитов) и перидотитов. Благодаря нахождению на большей глубине этот слой значительно теплее находящегося выше перидотитового слоя. Во время погружения его температура вследствие кондукции из подстилающей мантии и диссипации трением будет увеличиваться³.

¹ Dewey, Bird [1970].

² Ringwood [1969].

³ Oxbtrch, Turcotte [1968a, 1970].

Не исключено, что этот слой отделится от холодной погружающейся плиты и останется в верхней мантии. Таким образом, с глубиной действительная мощность скользящей вниз литосферной плиты будет, скорее всего, уменьшаться. Вполне допустимо, что на глубине нескольких сот километров весь пиролитовый слой останется позади плиты, а погружающаяся плита будет представлена исключительно слоями сравнительно холодных остаточных перидотита и эклогита.

Если слой слабо фракционированного пиролита остается в верхней мантии, то появится возможность для последующего цикла более обширного частичного плавления с генерацией комплементарных перидотитов и океанических толеитов. Этим можно объяснить заключение Гаста [1968] о том, что хотя участки, дающие начало океаническим толеитам, содержат удивительно постоянные количества большей части главных и малых элементов, тем не менее, видимо, имеет место обеднение примерно в два раза некоторыми (особенно упомянутыми выше) несовместимыми элементами, если сравнивать их содержания с другими родственными элементами. Гаст объяснял это тем, что области, являющиеся источниками современных океанических толеитов, участвовали в более ранних эпизодах второстепенной дифференциации, выразившейся в отделении небольшого количества высокощелочного мафического расплава, сильно обогащенного элементами этой группы.

Повторное поступление слабо фракционированного пиролита из нижней части литосферы в верхнюю мантию для участия во второй стадии более полного частичного плавления не противоречит предыдущей интерпретации раздвигания океанического дна как процесса необратимой дифференциации. Эта интерпретация относится к массовой дифференциации пиролита на толеитовые базальты и остаточные перидотиты с последующим окончательным размещением полностью дифференцированных продуктов в нижней мантии, причем не имеет значения во сколько стадий, одну или две, протекал этот процесс.

Д. Грин [1971] предложил альтернативное объяснение наблюдениям Гаста. По его предположению, слой низких скоростей по отношению к распределению несовместимых малых элементов может быть химически зональным. Непрерывная вертикальная миграция вверх небольших количеств обогащенной Ba, La, U, Th, Rb и Cs жидкой фракции с самой низкой точкой плавления может вызвать обеднение этими элементами в большей части слоя низких скоростей, являющегося источником океанических толеитов. Эти элементы повторно осаждаются на более высоких и холодных горизонтах и соответственно обогащают их. Таким образом, частичное плавление расположенного выше слоя дает характерные типы химических составов, свойственные толеитовому магматизму гавайского типа.

Горячие точки. Еще один вопрос, который может рассматриваться на основе изображенной на рис. 8-5, *E* модели, касается проявления внутри глубоких океанических котловин базальтового

вулканизма, не связанного со срединно-океаническими хребтами. Типичными примерами являются Гавайская цепь вулканов и Императорские подводные горы.

Объяснение этому явлению было предложено на основании горячих точек квазистационарной мантии, по которым перемещаются плиты литосферы¹. Предполагается, что горячие точки образовались вследствие конвективного движения вверх вещества мантии от ее границы с ядром или от ее более глубокой части. Однако возникают некоторые затруднения в связи с предположением такого глубокого источника. Принимая во внимание наблюдаемый уровень генерации магмы, поперечное сечение ее поднимающихся плюмажей вряд ли может превышать несколько десятков квадратных километров, в то время как допускаемая глубина их составляет 2000—3000 км.

В случае с Гавайской цепью вулканов и Императорскими горами мантийный плюмаж должен был существовать несколько десятков миллионов лет. Трудно представить, как мог образоваться плюмаж с таким экстремальным отношением длины к поперечному сечению и сохранять устойчивость в течение такого долгого периода. Кроме того, для поднятия подобного плюмажа требуется существование в нижней мантии конечного суперadiaбатического температурного градиента. Если суперadiaбатический градиент не был совсем небольшим, достигающие поверхности лавы должны были быть сильно перегретыми, или иначе должны были иметь ультрамафический состав (пикриты и коматиты), так как повышенный нагрев будет способствовать сильному увеличению степени частичного плавления пиролита.

Тот факт, что разновидности мафических магм Гавайской цепи в основном напоминают магмы, обнаруженные вдоль срединно-океанических хребтов и рифтовых зон, явно свидетельствует о сходстве петрогенетических процессов и источников образования. Поэтому считается, что родоначальные для них области также находятся в слое низких скоростей, или астеносфере, но на несколько более глубоких уровнях (150—200 км) по сравнению с участками в слое низких скоростей, где имеет место максимальная мобильность (вероятно, от 70 до 150 км). Предполагаемые соотношения изображены на рис. 8-5, *E*, где показан подъем мантийных диапиров с глубин 150—200 км, вызывающий частичное плавление и генерацию базальтовых магм². Полагают, что мантия на этих глубинах и ниже является квазинепоподвижной, и поднимающиеся из этого участка диапиры отделились от более мелкой зоны быстрого горизонтального течения в слое низких скоростей, которая питает вулканизм под срединно-океаническими хребтами.

Другим эффектом такого рода вулканизма является способность вызывать частичную дифференциацию мантии в масштабах

¹ Morgan [1971]; Wilson [1965].

² На рис. 8-5, *E* изображены образовавшиеся таким способом щелочные базальтовые вулканы. Более реалистичная модель должна была также включать и образовавшиеся вследствие точно таких же процессов толитовые вулканы.

времени, отличающихся от тех, которые имеют место под хребтами. Некоторые из наблюдений Гаста [1968], касающиеся эпизодов дифференциации, затрагивающих родоначальные области океанических толеитов до извержения последних, могут быть связаны с проявлением отделившегося внутриокеанического базальтового вулканизма, как это изображено на рис. 8-5, *E*.

Еще одна модель вулканизма гавайского типа была предложена Д. Грином [1971]. Согласно этой модели, ставившей своей целью объяснение некоторых геохимических особенностей магм гавайского типа, исходные области, из которых начинается диапировый подъем пиrolита, располагаются на более высоких уровнях слоя низких скоростей.

8-6. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРАНИЦЫ МОХОРОВИЧИЧА

Во всех рассмотренных ранее моделях подразумевается, что граница Мохоровичича как в океанических, так и в континентальных регионах образовалась вследствие очень сходных процессов. Сформировавшаяся в срединно-океанических хребтах кора представляет собой сильно гетерогенную смесь мафических и ультрамафических пород. Точно так же образованная в зонах активного орогенеза континентальная кора предполагается состоящей из гетерогенной смеси смятых в складки осадочных отложений, гранитов, метаморфических пород, а также интродуцированных плотных перidotитов, габбро и эклогитов (см. рис. 8-5, *F*). В обеих этих провинциях температуры коры сравнительно высоки, а прочность соответственно невелика.

Были твердо установлены¹ факт диапирового подъема гранитных плутонов под влиянием силы тяжести, а также близкое сходство между интрузиями многих гранитных тел и соляными куполами. Расхождение в плотностях между безводными ультрамафическими породами и средними породами коры ($+0,45 \text{ г/см}^3$) больше, чем разница в таковых между гранитами и средними кристалльными породами ($-0,2 \text{ г/см}^3$). Если граниты могут подниматься в виде диапиров внутри коры, то крупные ультрамафические интрузии неизбежно должны погружаться.

Не случайно, что большинство очень крупных ультрамафических интрузий относятся к третичному возрасту. Не может быть ни малейшего сомнения в том, что в более ранние периоды в кору интродуцировали сходные ультрамафические тела. Но оказываемое ими давление на кору, видимо, не могло выдерживаться в течение 10^8 — 10^9 лет, и они погружались в мантию. Убедительные модельные эксперименты Рамберга [1966, 1967, 1970, 1972] и их интерпретация являются основой для понимания роли дифференциации при диапиризме в поле земного тяготения.

Таким образом, установление резкой химической, плотностной и сейсмической границы между корой и мантией как в океаниче-

¹ Sorgenfrei [1971].

ских, так и в континентальных провинциях интерпретируется как эволюционный процесс, достигающий своей зрелости в глубоких океанических котловинах и в регионах континентальных щитов.

8-7. ТЕКТОНИКА ПЛИТ И НИЖНЯЯ МАНТИЯ

Изображенная на рис. 8-5, А—С модель касается дифференциации всей мантии. Представляется важной проблема, до какой глубины опускаются обедненные тугоплавкими элементами плиты литосферы, достигают ли они максимум 700 км или проникают глубже? В последнем случае отсутствие землетрясений ниже 700 км, вероятно, будет связано с изменением на этой глубине механизмов деформации и разрыва.

Григгс [1972], поддерживающий эту точку зрения, утверждает, что предельной для проявления землетрясений является глубина, на которой минимальные температуры в плите достигают определенного соотношения с температурой плавления. Выше этой критической температуры реакцией плиты на давления является течение, а не сейсмическая неустойчивость. Согласно этой модели, на глубинах более 700 км температура внутри плиты значительно ниже, чем в окружающей мантии.

Вопросы, касающиеся глубины погружения плит литосферы, независимо друг от друга рассматривались Рингвудом [1971, 1972], а также Диккинсоном и Лутом¹ [1971]. Рингвуд утверждал, что вывод о том, что плиты могут опускаться ниже 700 км, согласуется с некоторыми геохимическими соображениями. Расчеты баланса массы показывают, что континенты содержат от 30 до 60% урана и бария, которые сначала, вероятно, присутствовали в основной массе хондритов². Такое положение позволяет считать, что сравнимая часть всей мантии прошла через предполагаемый необратимый геохимически-петрографический цикл.

Этот расчет можно подтвердить и другими соображениями. Дно океанов, видимо, должно обновляться примерно через 10^8 лет. Если мощность океанической литосферы составляет около 75—100 км, а процесс длится непрерывно в течение $3,5 \times 10^9$ лет, то примерно половина мантии могла пройти через цикл необратимой дифференциации. Несмотря на грубость и крупные неточности этих расчетов они позволяют предположить, что нижняя мантия в значительной степени участвовала в этом процессе, а плиты должны опускаться гораздо ниже 700 км. Кроме того, исходя из данных расчетов, можно сказать что находящееся в настоящее время в слое низких скоростей вещество первоначально образовалось очень глубоко в мантии, и химические составы базальтов и перидотитов, извергавшихся в геологическое время, позволяют судить о составе всей мантии.

¹ Обе интерпретации были представлены на Пан-Тихоокеанском научном конгрессе в августе 1971 г.

² Birch [1958]; Gast [1960].

Диккинсон и Лут независимо друг от друга развивали сходное направление рассуждений и подтвердили их количественно. Кроме того, у них возникли совсем новые концепции. Они разделили мантию на две области — астеносферу, простирающуюся до глубины 650 км и обозначающую минимальную глубину, до которой, по современным данным о сейсмической активности, должны опускаться плиты, и мезосферу, располагающуюся между уровнем 650 км и ядром (2900 км). В табл. 8-1 приведены основные предельные условия их модели.

Таблица 8-1

Данные и предположения, относящиеся к моделям эволюции мантии.
По Диккинсону и Луту [1971]

Масса астеносферы (граница Мохоровичича — 650 км)	117×10^{25} г
Масса мезосферы (650—2900 км)	292×10^{25} г
Скорость образования и расхода литосферы (по площади) за последние 10^8 лет	2 км ² /год
Наиболее вероятная мощность истощенной тугоплавкой части погружающейся плиты литосферы	50 км
Современная скорость образования истощенной тугоплавкой литосферы	$32,5 \times 10^{16}$ г/год
Общая масса тугоплавкой остаточной литосферы, образовавшейся за $4,5 \times 10^9$ лет, при условии что скорость образования пропорциональна скорости генерации радиоактивного тепла в земле	280×10^{25} г
Отношения генерирующих тепло элементов приняты более	K : U = 10 ⁴
Отношение: $\frac{\text{скорость генерации тепла}}{3,5 \text{ млрд. лет назад}}$ генерация тепла в настоящее время	2,6
Отношение: $\frac{\text{скорость генерации тепла}}{4,5 \text{ млн. лет назад}}$ генерация тепла в настоящее время	4,3

Скорость (по площади) образования новой литосферы за последние 10^8 лет, подсчитанная по данным анализов датированных профилей океанических морских аномалий, составила $2,0 \text{ км}^2/\text{год}$, что близко совпадает с аналогичными расчетами других авторов. Их расчет мощности остаточной тугоплавкой части плиты литосферы составляет 50 км.

Основное допущение Диккинсона и Лута заключается в том, что скорости образования литосферы в прошлом изменялись в соответствии со скоростями генерации в Земле радиогенного тепла. Это объясняется тем, что тектонические движения плит составляют конвективную систему, которая в конечном счете получает энергию исключительно за счет источников радиоактивного тепла.

Исходя из этих предположений авторы считают, что масса истощенной остаточной литосферы, образовавшейся за последние 4,5 млрд. лет, должна составлять 280×10^{25} г, что почти совпадает с массой мезосферы (см. табл. 8-1). Соответственно Диккинсон и Лут приходят к выводу, что мезосфера действительно состоит из остаточной тугоплавкой литосферы, которая создавалась во внешней части от границы ядра путем аккумуляции последовательных приращений, постепенно добавляемых к ее наружной поверхности. Это положение могло бы обеспечить простое объяснение причины прекращения активности глубокофокусных землетрясений на границе мезосферы. Кроме того, оно означает, что 71% всей мантии прошел через цикл необратимой дифференциации, описанный ранее Рингвудом.

Диккинсон и Лут также связали свою модель с образованием новой коры, что составляет существенную часть полного процесса дифференциации. Их модель означает большую скорость роста коры в прошлом. Ввиду явного отсутствия пород коры старше примерно 3,7 млрд. лет, видимо, следует допустить возможность быстрого образования коры в период 3,7—2,5 млрд. лет назад. Не исключено, что вследствие более высоких скоростей генерации радиогенного тепла механизма тектоники плит в этот период коренным образом отличались от современных.

Один из основных выводов гипотезы эволюции мантии Диккинсона и Лута аналогичен заключению Рингвуда. Они утверждают, что наиболее очевидным значением модели в этой связи является заключение о том, что состав современной литосферы дает разгадку состава внутренней мантии. Второй логический вывод предполагаемой модели свидетельствует о том, что наиболее близкое совпадение с первоначальным составом обнаруживает вещество астеносферы, а не мезосферы.

Дискуссия. Первостепенную важность для рассмотренных выше моделей представляют три основных источника данных: 1) скорости образования и поглощения литосферы во времени; 2) скорости генерации континентальной коры во времени; 3) пропорции суммарных количеств несовместимых элементов Земли (например, U, Ba, K, Rb, La и Ta), содержащихся в настоящее время в континентальной коре.

В то время как скорость образования литосферы за последние 10^8 лет достаточно хорошо известна, для относительно более ранних периодов имеется меньше данных. Тот факт, что образование магматических пород орогенного типа в большом объеме происходило по всей Земле на протяжении всего геологического времени, начиная с докембрия, является подтверждением основной роли тектоники плит как основного и квазинепрерывного процесса с того времени. Предположение Диккинсона и Лута о том, что раз энергия для перемещения плит обеспечивается за счет радиоактивности и что в таком случае средняя скорость эволюции тектоники плит в отдаленном прошлом была соответственно выше, является возможным, но не таким уж неопровержимым.

Однако кажется маловероятным, чтобы генерация и поглощение плит в прошлом были намного меньше, чем это наблюдалось за последние 10^8 лет. Этот вывод основывается на анализе данных по глобальному палеомагнетизму, связанному со скоростями перемещения континентов, в том числе и в докембрии¹.

Мощность истощенного тугоплавкого слоя литосферы², определенная Диккинсоном и Лутом в 50 км, может быть оценена в свете последних исследований генезиса базальтов. Считается, что абиссальный толентовый слой океанической коры представляет собой частично (на 17%) расплавленный пиролит с оставшимся комплементарным слоем гарцбургита мощностью около 25 км. В результате небольшой степени частичного плавления (1—5%) пиролита с образованием членов серии щелочных базальтов ниже слоя гарцбургита имеется слой лерцолита. К сожалению, количество базальтов в океанической коре неизвестно, что влечет за собой соответствующую неуверенность в цифре мощности лерцолитового слоя. Пожалуй, допустимой будет мощность порядка 10 км.

Таким образом, суммарная мощность истощенной литосферы (включая бывшую океаническую кору) в погружающейся плите, возможно, составляет около 40 км, что согласуется с подсчетом Диккинсона и Лута. Кажется маловероятным, чтобы мощность была менее 30 км.

Расчеты скорости генерации вулканических магм орогенного типа показывают, что при условии постоянства во времени наблюдаемая в настоящее время скорость могла бы объяснить образование всей континентальной коры³. Следует признать, что в подобных расчетах возможны большие неточности. Может быть, было бы уместнее утверждать, что современная скорость проявления вулканизма согласуется с моделью. Однако следует помнить, что в эти подсчеты не включены огромные объемы интрузивных горных по-

¹ McElhiny [1973].

² Не следует путать с общей мощностью перекрывающей слой низких скоростей океанической литосферы, которая, вероятно, приближается к 70—80 км. Нижняя ее часть в основном состоит из пиролита, повторно абсорбированного мантией во время опускания плит.

³ Markhinin [1968]; Wilson [1954].

род, внедрившихся в кору как на достижимых для эрозии, так и на более глубоких, не доступных для эрозии уровнях.

Соответствующее включение в эту категорию первичных магматических магм значительно подкрепило бы вышеупомянутый довод и не противоречило бы сильно увеличенной скорости образования коры в докембрии. Армстронг [1968] отмечал, что эволюция многих регионов докембрийских щитов, по-видимому, происходила в очень быстром темпе 3,5—2,5 млн. лет назад, и затем эти регионы геологически развивались сравнительно просто и, очевидно, не претерпевали крупных вертикальных перемещений и деформаций коры. По мнению Армстронга, мощность коры (т. е. глубина до границы Мохоровичича) в этих регионах не подверглась за последние 2 млрд. лет сильным изменениям. Соответственно не изменились и относительные высоты континентальных регионов по отношению к океаническим бассейнам, а океаны в докембрии должны были иметь примерно такие же размеры, как и в настоящее время.

Если принять, что океаны в конце концов образовались из внутренней части Земли вследствие связанных с магматизмом и дифференциацией процессов дегазации, можно было бы считать, что средняя скорость эволюции континентов в период 3,5—2,5 млрд. лет назад была значительно больше, чем в более позднее время. Еще одним источником данных явились геохронологические исследования аккреционной модели континентальной эволюции Северной Америки. Эти исследования позволили сделать вывод, что региональная скорость роста за последние 2,75 млрд. лет была примерно одинаковой¹.

Наконец, рассмотрим степень концентрации несовместимых элементов (U, Th, Ba, K, Rb и La) в коре. Обладая большими ионными радиусами, эти элементы не могут легко замещаться в главных минералах мантии и, следовательно, во время процессов частичного плавления они строго ограничены жидкой фазой. Признав, что кора в конечном счете образуется в результате магматических процессов, происходящих в мантии, следует считать, что общее количество этих элементов в настоящее время в коре связано с объемом мантии, подвергшейся дифференциации, а также с их концентрацией в той мантийной области питания, которая участвует в процессе.

Гаст [1972], используя суммарные петрографические, геохимические данные и сведения по строению изотопов, пересмотрел содержания U, Ba, K и Rb в коре. Согласно его наиболее консервативной модели (С), указывающей на наименьшие содержания этих элементов в коре, предполагается, что континентальная кора состоит на 50% из гранодиоритов и на 50% из диоритовых гранулитов, наряду с океанической корой, представленной абиссальными (океаническими) толентами.

¹ A. Engel [1963]; Hurley et al. [1962].

По утверждению Гаста, если первоначальные средние содержания нелетучих элементов (U, Th, Ba и Sr)¹ в Земле были такими же, как в обычных хондритах, то в настоящее время в коре содержится (%): U — 46; Ba — 30; K — 62; Rb — 67. Исключительная степень концентрации этих элементов в коре (достигающая 0,44% всей массы Земли) означает действие чрезвычайно эффективного процесса дифференциации мантии. Если первоначально эти элементы были равномерно распределены по всей мантии, тогда примерно от 30 до 70% ее объема должны были стать необратимо дифференцированными.

Фактически цифры Гаста нуждаются в некотором изменении, но не в таком, чтобы отказаться от приведенного выше качественного заключения. Как указывалось в разделе 5-3, существуют основания для предпочтительного выбора модели Земли, полученной на основании содержаний нелетучих элементов в углеродистых хондритах 1-го типа, а не в обычных хондритах. Это уменьшило бы цифры Гаста (приведенные выше) на коэффициент, примерно равный 0,7. С другой стороны, некоторое увеличение данного коэффициента было бы следствием учета количеств этих элементов, оставшихся в мантии во время процессов частичного плавления, в результате которых образовалась кора, а также могло явиться итогом принятия менее консервативных моделей относительных содержаний элементов в коре².

В разделе 5-3 утверждалось, что на основании модели мантии, которая исходит из содержаний нелетучих элементов в углеродистых хондритах 1-го типа, можно получить удовлетворительное объяснение геохимии базальтовых магм и тех участков откуда они образуются. Более того, не надо предполагать какого-либо обогащения Ca, Al, Sr, Ba и U по отношению к Mg и Si в участках, давших начало базальтовым магмам, как это допускается Гастом в других работах [1972]. Эти соображения свидетельствуют о сравнительно равномерном распределении несовместимых элементов во всей первозданной мантии, за исключением тех ее участков, которые претерпели необратимую дифференциацию с образованием базальтовых магм и пород коры.

На основе описанной в разделе 5-3 модели Земли и выше приведенной дискуссии для объяснения относительных содержаний

¹ Основное доказательство Гаста основывается на сравнении содержаний нелетучих элементов в хондритах и в Земле. Содержания летучих элементов (например, K и Rb) не могут непосредственно сравниваться вследствие их возможных потерь в Земле во время или перед ее образованием. Но истощение Rb и K по отношению к нелетучим элементам может быть достаточно точно рассчитано с помощью вторичных геохимических и изотопных доказательств, что дает возможность получить суммарные содержания Rb и K в Земле с последующим определением степени их концентрации в коре.

² Например, модели A и B Гаста [1972]. Более высокие по сравнению с его же моделью C содержания несовместимых элементов в коре получились бы, если были бы включены составы океанических отложений и щелочных базальтов в океанической коре наряду с породами амфиболитовой фации в нижней части континентальной коры.

в коре U, K, Rb и, возможно, Ba, La, Ta и других несовместимых элементов, не менее 30—50% мантии должны были быть необратимо дифференцированы¹.

Заключение. Общее значение рассмотренных выше данных убедительно свидетельствует о том, что большая часть мантии Земли на протяжении геологического времени претерпела необратимую дифференциацию. Гипотеза о том, что вся мезосфера, на долю которой приходится до 71% объема мантии, состоит из дифференцированной литосферы, не противоречит приведенным данным и дает четкое объяснение отсутствию глубокофокусных землетрясений ниже 700 км. Тем не менее неточности данных и связанные с этой интересной гипотезой допущения достаточно велики, поэтому для ее окончательного принятия необходим значительный объем дальнейших доказательств.

Обратимся теперь к менее требовательной гипотезе, согласно которой меньшие объемы (примерно 30—50%) мантии под воздействием изображенного на рис. 8-5, E механизма стали необратимо дифференцированными. Это означает, что погружающиеся плиты литосферы должны достигать гораздо большей, чем 650 км, глубины и что нижняя мантия в значительной степени участвовала в процессе дифференциации.

Эта гипотеза будет оцениваться путем разбора обратного ей утверждения о том, что погружающиеся плиты литосферы опускаются только до 650 км (редко до 700 км), где они останавливаются, так как на этой глубине имеется крупный сейсмический раздел. Так, вероятно, могло бы происходить, например, если бы мантия ниже 650 км имела бы более высокое отношение Fe:Mg по сравнению с верхней мантией, или если бы фазовый переход на глубине 650 км обладал отрицательным наклоном $dP:dT$. В этом случае аккреция дифференцированной литосферы начиналась бы на глубине 650 км, постепенно вытесняя вверх вышележащие слои. Таким образом, мощность дифференцированной литосферы, находящейся выше раздела, на глубине 650 км, будет увеличиваться, а мощность перекрывающего пиrolитового слоя по мере вытеснения вверх будет соответственно уменьшаться с дальнейшим истощением в результате дифференциации под срединно-океаническими хребтами и над зонами Беньофа.

Резервуар первичного пиrolита, вероятно, простирается до глубины 200 км. Не исключено, что серии высокощелочных магм (оливиновый нефелинит — оливин — меллитовый нефелинит — оливиновый меллитит — кимберлит) образовались в результате очень малых степеней частичного плавления первичного нефракционированного пиrolита, а минералогия алмазоносных кимберлитов свидетельствует о происхождении на глубинах не менее 200 км. Кроме того, идея образования обычных базальтовых магм вследствие частичного плавления во время диапирового поднятия магматическо-

¹ Taylor [1964, 1967].

го расплава из слоя низких скоростей означает широкое распространение пиролита на глубинах 150—200 км.

На рис. 8—6 изображена схема строения мантии, получившейся вследствие направленной кверху аккреции литосферы на сейсмическом разделе, который находится на глубине 650 км. Вся масса дифференцированной литосферы, образовавшейся в результате погружения вдоль зон Бенъофа и скопившейся в интервале глубин от 200 до 650 км, составляет 84×10^{25} г. Если скорость образования дифференцированной литосферы ($2 \text{ км}^2/\text{год}$, мощность 40 км) была постоянной, то на протяжении $3,7 \times 10^8$ лет было бы получено 96×10^{25} г; за $4,5 \times 10^9$ лет соответствующая масса составила бы 117×10^{25} г. Эти объемы превышают массу в зоне на глубине 200—650 км. Если скорость дифференциации в докембрии была выше, что вполне вероятно, это расхождение увеличивается.

Вернемся к аргументам, касающимся концентрации несовместимых элементов в коре. Было решено, что они означают наличие необратимой дифференциации, захватывающей по крайней мере 30—50% мантии. На основании рис. 8-6 масса находящейся в мантии выше 650 км истощенной литосферы¹ достигает 94×10^{25} г, что составляет 23% всей массы мантии. Если степень концентрации некоторых несовместимых элементов в коре действительно является мерилем степени дифференциации мантии, то имеет место противоречие. Напрашивается неизбежный вывод, что или объем необратимо дифференцированной мантии превосходит объем, который мог бы находиться выше уровня 650 км, или первоначальные содержания нелетучих несовместимых элементов в верхней мантии (по отношению к Si и Mg) были значительно выше, чем в углеродистых хондритах 1-го типа. Последний вариант рассматривался и был отвергнут в разделе 5-3.

Прежде чем вышеупомянутые заключения можно будет считать

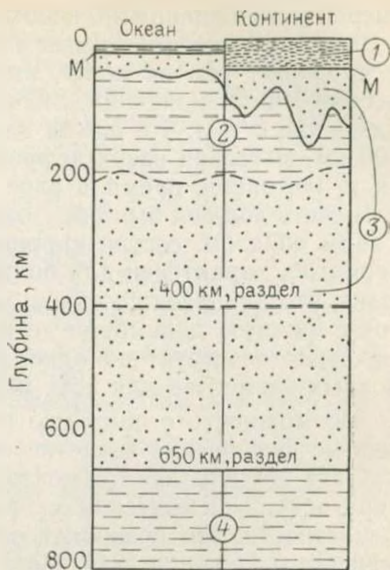


Рис. 8-6. Структура мантии, основанная на предположении, что дифференцированная литосфера не может погружаться ниже 650 км и от этой глубины наращивается наружу, вытесняя вверх нефракционированный пиролит.

1 — кора; 2, 4 — неистощенный пиролит; 3 — туголавкая истощенная литосфера

¹ Включая истощенную зону непосредственно под континентальной и океанической корой ($\sim 10 \times 10^{25}$ г).

твердо установленными, необходимы более детальные исследования содержаний несовместимых элементов и скоростей эволюции коры в прошлом. Тем не менее, имеющиеся в настоящее время данные весьма многообещающи. Значительную важность представляет заключение о том, что плиты литосферы опускаются гораздо глубже 700 км, вытесняя вверх нефракционированный пиrolит. Имеющийся в настоящее время в слое низких скоростей пиrolит в конечном счете должен был образоваться на больших глубинах в мантии. Таким образом, состав пиrolитовой модели, приведенный в гл. 5, вероятно, характерен для большей части или для всей мантии. Тот факт, что диапазон составов базальтов и альпинотипных перидотитов с нижнего докембрия до наших дней существенно не изменился, свидетельствует об однородности в течение этого периода основных элементов для всех мантийных областей питания.

Возможность с помощью пиrolитовой модели объяснить отмеченные физические свойства обсуждалась широко. Сделан вывод, что эта модель дает самостоятельное объяснение распределению упругости, сейсмических скоростей и плотности по всей мантии. В частности, это позволяет отказаться от предположения об увеличении отношения $FeO : MgO$ на разделе 650 км, которое препятствовало бы погружению литосферы ниже этого уровня. Кроме того, происходящий близ 650 км переход главных фаз, вероятно, имеет положительный наклон, который, возможно, способствовал перемещению литосферы через эту границу.

Наконец, рассмотрим возможные основания для заключения о малочисленности или отсутствии пород континентальной коры старше 3,7 млрд. лет, допуская, что процессы эволюции коры до этого времени не действовали. Соображения, которые могут быть предложены для объяснения такого непостоянного режима Земли, неизбежно будут весьма дискуссионными. Не исключается важность того, что для образования континентальных пород орогенного типа необходим двухстадийный процесс. Возможно, что в течение первого миллиарда лет геологической истории по всей Земле имел место обширный базальтовый магматизм, приведший к образованию первичной базальтовой коры. Последняя благодаря высоким термальным градиентам не превратилась в эклогит и оказалась не в состоянии погрузиться в мантию, предотвратив тем самым действие второй стадии частичного плавления, необходимой для образования магм орогенного типа.

Второе предположение имеет отношение к заключению о том, что яркость Солнца за последние 4,5 млрд. лет увеличилась примерно в 1,6 раза. Рингвуд отмечал, что если это имело место, то температура на поверхности почти всей Земли 3,5 млрд. лет назад, возможно, была ниже $0^{\circ}C$, что исключало бы нормальный геологический цикл, происходящий в результате эрозионных процессов с участием воды. Кроме того, могли замерзнуть первичные океаны. Это бы в значительной степени помешало гидратации базальтовых пород на поверхности Земли.

Ранее уже обсуждалась ведущая роль в эволюции магм орогенного типа, которую играет вода, принесенная в мантию гидратными породами погружающейся под желоба плиты. Не исключено, что в течение первого миллиарда лет не было средства, способствующего повторному появлению в мантии воды в достаточном для образования таких магм количестве.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Anderson D. L., and T. Jordan* (1970). The composition of the lower mantle. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 23—35.
- Armstrong R. L.* (1968). A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth. *Rev. Geophys.* 6, 175—199.
- Arriens P. A.* (1971). The Archaean geochronology of Australia. *Geol. Soc. Australia Spec. Pub.* 3, 11—23.
- Baragar W. R., and A. M. Goodwin* (1969). Andesites and Archaean volcanism on the Canadian Shield. In: A. R. McBirney (ed.). „Proceedings of the Andesite Conference“, pp. 121—142. *Bull.* 65, Dept. Geology and Mineral Resources, State of Oregon.
- Barazangi M., and B. Isacks* (1971). Lateral variations of seismic—wave attenuation in the upper mantle above the inclined earthquake zone of the Tonga island arc: Deep anomaly in the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 76, 8493—8516.
- Barazangi M., and B. Isacks, and J. Oliver* (1972). Propagation of seismic waves through and beneath the lithosphere that descends under the Tonga island arc. *J. Geophys. Res.* 77, 952—958.
- Benioff H.* (1955). Seismic evidence for crustal structure and tectonic activity. In: A. Poldervaart (ed.), „The Crust of the Earth“, pp. 61—73. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 62.
- Birch F.* (1958). Differentiation of the mantle. *Bull. Geol. Soc. Am.* 69, 483—486.
- Clark S. P., and A. E. Ringwood* (1964). Density distribution and constitution of the mantle. *Rev. Geophys.* 2, 35—88.
- Cleary J.* (1967). Azimuthal variation of the Longshot source term. *Earth Planet. Sci. Letters* 3, 29—37.
- Coats R. R.* (1962). Magma type and crustal structure in the Aleutian arc. In: „Crust of the Pacific Basin“, pp. 92—109. *Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph* 6.
- Dewey J. F.* (1969). Continental margins: A model for the conversion of Atlantic type to Andean type. *Earth Planet. Sci. Letters* 6, 189—197.
- Dewey J. F., and J. M. Bird* (1970). Mountain belts and the New Global Tectonics. *J. Geophys. Res.* 75, 2625—2647.
- Dickinson W. R.* (1969). Evolution of calcalkaline rocks in the geosynclinal system of California and Oregon. In: A. R. McBirney (ed.), „Proceedings of the Andesite Conference“, pp. 151—156. *Bull.* 65, Dept. Geology and Mineral Resources, State of Oregon.
- Dickinson W. R., and T. Hatherton* (1967). Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. *Science* 157, 801—803.
- Dickinson W. R., and W. C. Luth* (1971). A model for plate tectonic evolution of mantle layers. *Science* 174, 400—404.
- Drake C. L., M. Ewing, and G. H. Sutton* (1959). Continental margins and geosynclines: The east coast of North America north of Cape Hatteras. In: L. H. Ahrens, F. Press, K. Rankama, and S. K. Runcorn (eds.), „Physics and Chemistry of the Earth“, vol. 2, pp. 110—198. London.
- Engel A. E. J.* (1963). Geologic evolution of North America. *Science* 140, 143—152.
- Essene E. J., B. Hensen, and D. H. Green* (1970). Experimental study of amphibolite and eclogite stability. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 378—384.

Fedotov S. A. (1963). The absorption of transverse seismic waves in the upper mantle and energy classification of near earthquakes of intermediate focal depth. *Izv. Acad. Sci. USSR. Geophys. Ser. (Engl. Transl.)* No. 6, 509—520.

Fedotov S. A. (1968). On deep structure, properties of the upper mantle and volcanism of the Kuril—Kamchatka island arc according to seismic data. In: „The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area“, pp. 94—111. *Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph* 12.

Fitton J. G. (1971). The generation of magmas in island arcs. *Earth Planet. Sci. Letters* 11, 63—67.

Furumoto A. S., G. P. Woollard, J. F. Campbell, and D. M. Hussong (1968). Variation in the thickness of the crust in the Hawaiian Archipelago. In: „The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area“, pp. 94—111. *Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph* 12.

Gast P. W. (1960). Limitations on the composition of the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 65, 1287—1297.

Gast P. W. (1968). Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta* 32, 1057—1086.

Gast P. W. (1972). The chemical composition of the earth, the moon and chondritic meteorites. In: E. C. Robertson (ed.), „The Nature of the Solid Earth“, pp. 19—40. McGraw—Hill, New York.

Gorshkov G. S. (1962). Petrochemical features of volcanism in relation of the types of the earth's crust. In: „Crust of Pacific Basin“, pp. 110—115. *Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph* 6.

Green D. H. (1971). Composition basaltic magmas as indicators of conditions of origin: application to basaltic volcanism. *Phil. Trans. Roy. Soc. London* A268, 707—725.

Green D. H. (1972). Magmatic activity as the major process in chemical evolution of the earth's crust and upper mantle. *Tectonophysics* 13, 47—71.

Green T. H. (1972). Crystallization of calcalkaline andesite under controlled high pressure hydrous conditions. *Contr. Mineral. Petrol.* 34, 150—166.

Green T. H., and A. E. Ringwood (1966). Origin of the calcalkaline igneous rock suite. *Earth Planet. Sci. Letters* 1, 307—316.

Green T. H., and A. E. Ringwood (1967). Crystallization of basalt and andesite under high pressure hydrous conditions. *Earth Planet. Sci. Letters* 3, 481—489.

Green T. H., and A. E. Ringwood (1968). Genesis of the calcalkaline igneous rock suite. *Contr. Mineral. Petrol.* 18, 105—162.

Green T. H., and A. E. Ringwood (1969). High pressure experimental studies on the origin of andesite. In: A. R. McBirney (ed.), „Proceedings of the Andesite Conference“, pp. 21—32. *Bull. 65. Dept. Geology and Mineral Resources, State of Oregon.*

Green T. H., and A. E. Ringwood (1972). Crystallization of garnet-bearing rhyodacite under high pressure hydrous conditions. *J. Geol. Soc. Aust.* 19, 203—212.

Griggs D. T. (1972). The sinking lithosphere and the focal mechanism of deep earthquakes. In: E. C. Robertson (ed.), „The Nature of the Solid Earth“, pp. 361—384. McGraw—Hill, New York.

Gutenberg B., and C. F. Richter (1941). Seismicity of the earth. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 34, 131.

Gutenberg B., and C. F. Richter (1954). „Seismicity of the Earth and Associated Phenomena“. Princeton Univ. Press, Princeton, N. J. 310 pp.

Hamilton W. (1969). The volcanic central Andes—a modern model for the Cretaceous batholiths and tectonics of western North America. In: A. R. McBirney (ed.), „Proceedings of the Andesite Conference“, pp. 175—184. *Bull. 65. Dept. Geology and Mineral Resources, State of Oregon.*

Hills E. S. (1953). Tectonic setting of Australian ore deposits. In: A. B. Edwards (ed.), „Geology of Australian Ore Deposits“, chap. 2, pp. 41—61. *Aust. Inst. Mining Met. „Geology of Australian Ore Deposits“, chap. 2 pp. 41—61. Aust. Inst. Mining Met. Inc., Melbourne.*

Hurley P. M. (1968). Absolute abundance and distribution of Rb, K, and Sr in the Earth. *Geochim. Cosmochim. Acta* 32, 273—283.

- Hurley P. M., P. C. Bateman, G. W. Faibairn, and W. H. Pinson (1965). Investigation of initial Sr^{87}/Sr^{86} ratios in the Sierra Nevada plutonic province. *Bull. Geol. Soc. Am.* 76, 165—173.
- Hurley P. M., H. Hughes, G. Faure, H. Fairbairn, and W. H. Pinson (1962). Radiogenic strontium—87 model of continent formation. *J. Geophys. Res.* 67, 5315—5336.
- Isacks B., and P. Molnar (1969). Mantle earthquake mechanisms and the sinking of the lithosphere. *Nature* 223, 1121—1124.
- Isacks B., and P. Molnar (1971). Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal—mechanism solutions of mantle earthquakes. *Rev. Geophys. Space Phys.* 9, 103—174.
- Isacks B., J. Oliver, and L. Sykes (1968). Seismology and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.* 73, 5855—5899.
- Jakeš P., and J. B. Gill (1970). Rare earth elements and the island arc tholeiite series. *Earth Planet. Sci. Letters* 9, 17—28.
- Kanamori H., and F. Press (1970). How thick is the lithosphere? *Nature* 226, 330—331.
- Karig D. (1971). Origin and development of marginal basins in the western Pacific. *J. Geophys. Res.* 76, 2542—2561.
- Kitahara S., S. Takenouchi, and G. C. Kennedy (1966). Phase relations in the system $MgO-SiO_2-H_2O$ at high temperatures and pressures. *Am. J. Sci.* 264, 223—233.
- Kuno H. (1959). Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. Volc. Ser. II*, 20, 37—76.
- Markhinin E. K. (1968). Volcanism as an agent of formation of the Earth's crust. In: „The Crust and Mantle of the Pacific Area“, pp. 413—422. *Am. Geophys. Union. Geophys. Monograph* 12.
- McBirney A. R. (1969). Compositional variations in Cenozoic calcalkaline suites of Central America. In: A. R. McBirney (ed.) „Proceedings of the Andesite Conference“, pp. 185—189. *Bull.* 65, Dept. Geology and Mineral Resources, State of Oregon.
- McElhinny W. (1973). „Paleomagnetism and Plate Tectonics Cambridge Univ. Press. London. 368 pp.
- McKenzie D. P. (1969). Speculations on the consequences and causes of plate motions. *Geophys. J.* 18, 1—32.
- Mitronovas W., and B. L. Isacks (1971). Seismic velocity anomalies in the upper mantle beneath the Tonga—Kermadec island arc. *U. Geophys. Res.* 76, 7154—7180.
- Molnar P., and J. Oliver (1969). Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discontinuities in the lithosphere. *J. Geophys. Res.* 74, 2648—2682.
- Morgan W. J. (1971). Convection plumes in the lower mantle. *Nature* 230, 42—43.
- Nicholls I. A., and A. E. Ringwood (1973). Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of SiO_2 —saturated magmas in the island arc environment. *J. Geol.* 81, 285—300.
- Oliver J., and B. Isacks (1967). Deep earthquake zones, anomalous structures in the upper mantle and the lithosphere. *J. Geophys. Res.* 72, 4259—4275.
- Oxburgh E. R., and D. L. Turcotte (1968a). Problems of high heat flow and volcanism associated with zones of descending mantle convective flow. *Nature* 218, 1041.
- Oxburgh E. R., and D. L. Turcotte (1968b). Mid—ocean ridges and geotherm distribution during mantle convection. *J. Geophys. Res.* 73, 2643—2661.
- Oxburgh E. R., and D. L. Turcotte (1970). Thermal structure of island arcs. *Bull. Geol. Soc. Am.* 81, 1665—1688.
- Raleigh C. B., and W. H. Lee (1969). Sea—floor spreading and island arc tectonics. In: A. R. McBirney (ed.) „Proceedings of the Andesite Conference“, pp. 99—110. *Bull.* 65, Dept. Geology and Mineral Resources, State of Oregon.
- Ramberg H. (1966). The Scandinavian Caledonides as studied by centrifuged dynamic models. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala* 43, 1—72.

Ramberg H. (1967). „Gravity, Deformation and the Earth's Crust as Studied by Centrifuged Models“. Academic, London, 214 pp.

Ramberg H. (1970). Model studies in relation to intrusions of plutonic bodies. In: G. Newall and N. Rast (eds.), „Mechanism of Igneous Intrusion“, pp. 261—286. Galley Press, Liverpool.

Ramberg H. (1972). Mantle diapirism and its tectonic and magmagenetic consequences. *Phys. Earth Planet. Interiors* 5, 45—60.

Richards J. R., and J. Evernden (1962). Potassium—argon ages in Eastern Australia. *J. Geol. Soc. Aust.* 9, 1—49.

Ringwood A. E. (1961). Changes in solar luminosity and some possible terrestrial consequences. *Geochim. Cosmochim. Acta* 21, 295—296.

Ringwood A. E. (1966). Discussion of paper by Sugimura. In: „Continental Margins and Island Arcs“, p. 346. *Geol. Surv. Canada, Paper* 66—15.

Ringwood A. E. (1969). Composition and evolution of the upper mantle. In: „The Earth's Crust and Upper Mantle“, pp. 1—17. *Am. Geophys. Union Geophys. Monograph* 13.

Ringwood A. E. (1970). Phase transformations and the constitution of the mantle. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 109—155.

Ringwood A. E. (1971). Phase transformations and mantle dynamics. Publication 999, pp. 1—22. Dept. Geophysics and Geochemistry, Australian National University. Also presented at Pan—Pacific Science Congress, Canberra, August 1971.

Ringwood A. E. (1972). Phase transformations and mantle dynamics. *Earth Planet. Sci. Letters* 14, 233—241.

Ringwood A. E. (1974). Petrological evolution of island arc systems. *J. Geol. Soc. Lond.* 130, 183—204.

Ringwood A. E., and D. H. Green (1966). An experimental investigation of the gabbro—eclogite transformation and some geophysical implications. *Tectonophysics* 3, 383—427.

Ringwood A. E., and A. Major (1966). Synthesis of Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 spinel solid solutions. *Earth Planet. Sci. Letters* 1, 241—245.

Ringwood A. E., and A. Major (1967). High pressure reconnaissance investigations in the system Mg_2SiO_4 — MgO — H_2O . *Earth Planet. Sci. Letters* 2, 130—133.

Rubey W. W. (1951). Geologic history of sea water. *Bull. Geol. Soc. Am.* 62, 1111—1147.

Rubey W. W. (1955). Development of the hydrosphere and atmosphere with special reference to the probable composition of the early atmosphere. In: A. Poldervaart (ed.), „Crust of the Earth“, pp. 631—650. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 62.

Schwarzschild M. (1958). „Structure and Evolution of the Stars“, p. 206. Princeton Univ. Press, Princeton, N. J.

Sclar C. B., L. C. Carrison, and O. M. Stewart (1967). High pressure synthesis of a new hydroxylated pyroxene in the system MgO — SiO_2 — H_2O . (Abstract.) *Trans. Am. Geophys. Union* 48, 226.

Sclater J. G., and H. W. Menard (1967). Topography and heat flow of the Fiji plateau. *Nature* 216, 991.

Sobolev N. V. (1972). Deep—seated inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the earth's mantle. IGEM, Acad. Sci. USSR. Extended abstract, pp. 1—38. (Translated by D. A. Brown.)

Sorgenfrei T. (1971). On the granite problem and the similarity of salt and granite structures. *Geol. För. Stockholm. Forh.* 93 (2), 371—435.

Stille H. W. (1955). Recent deformations of the Earth's crust in the light of those of earlier epochs. In: A. Poldervaart (ed.) „Crust of the Earth“, pp. 171—192. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 62.

Sykes L. R. (1966). The seismicity and deep structure of island arcs. *J. Geophys. Res.* 71, 2981—3006.

Taylor S. R. (1964). Trace element abundances and the chondritic earth model. *Geochim. Cosmochim. Acta* 28, 1989—1999.

Taylor S. R. (1967). The origin and growth of continents. *Tectonophysics* 4, 17—34.

Toksöz M. N., J. W. Minear, and B. R. Julian (1971). Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab. *J. Geophys. Res.* 76, 1113—1138.

Uyeda S., and *V. Vacquier* (1968). Geothermal and geomagnetic data in and around the island arc of Japan. In: „The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area“, pp. 349—366. Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph 12.

Wilson J. T. (1954). The development and structure of the crust. In: G. P. Kuiper (ed.), „The Earth as a Planet“, pp. 138—214. Univ. of Chicago Press, Chicago.

Wilson J. T. (1965). Submarine fracture zones, aseismic ridges and the ICSU line: Proposed western margin of the East Pacific ridge. *Nature* 207, 907—911.

Wyllie P. J. (1971). Role of water in magma generation and initiation of diapiric uprise in the mantle. *J. Geophys. Res.* 76, 1328—1338.

Yamamoto K., and *S. Akimoto* (1974). High pressure and high temperature investigations in the system $\text{MgO—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. *J. Solid State Chem.* 9, 187—195.

Yamamoto K., and *S. Akimoto* (1975). High pressure and high temperature investigations of the phase diagram in the system $\text{MgO—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. (Preprint)

НИЖНЯЯ МАНТИЯ

Глава 9

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ ИЗ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

9-1. ВВЕДЕНИЕ

Наиболее важным источником информации о физических свойствах мантии являются данные сейсмологии и в особенности сведения об изменениях скоростей продольных и поперечных волн с глубиной. До самого последнего времени все обсуждения физических процессов во внутренней части Земли основывались на кривых Джеффриса и Гутенберга¹ зависимости скоростей от глубины (рис. 9-1). Последние, как было показано во введении, дают главное обоснование для разделения мантии на три четко обозначенные зоны, что является ее основным свойством. Есть основание ожидать, что общий характер изменений ряда других физических свойств будет аналогичен вариациям сейсмических скоростей. Окончательное объяснение изменений всех физических свойств в мантии в зависимости от глубины требует понимания характера отдельных присутствующих в ней минеральных фаз, их свойств и определяющих их стабильность термодинамических и кристаллохимических законов. Обзору последних достижений в этой области в их применении к строению переходной зоны и глубокой мантии посвящена вторая часть монографии. Иногда удобно рассматривать оба эти региона, как нижнюю мантию.

Распределения сейсмических скоростей, по Джеффрису и Гутенбергу, основывались на первых приближениях и на сглаженных данных времени пробега, как следует ожидать, изменяющихся с глубиной более плавно, чем действительные скорости в мантии. Последующие исследования с использованием сейсмических установок и более поздних вступлений доказали, что плавность действительно имеет место, особенно в переходной зоне. Основные увеличения скоростей происходят на глубине примерно 400 и 650 км (см. рис. 9-1). Между этими уровнями глубин средние изменения скоростей видимо много меньше, чем указывалось Джеффрисом и Гутенбергом. В глубокой мантии (ниже 800 км) уточненные распределения скоростей в среднем приближаются к данным Джеффриса и Гутенберга, но во все возрастающем количестве имеются

¹ Jeffreys [1937, 1939, 1959]; Gutenberg [1958, 1959a, 1959b].

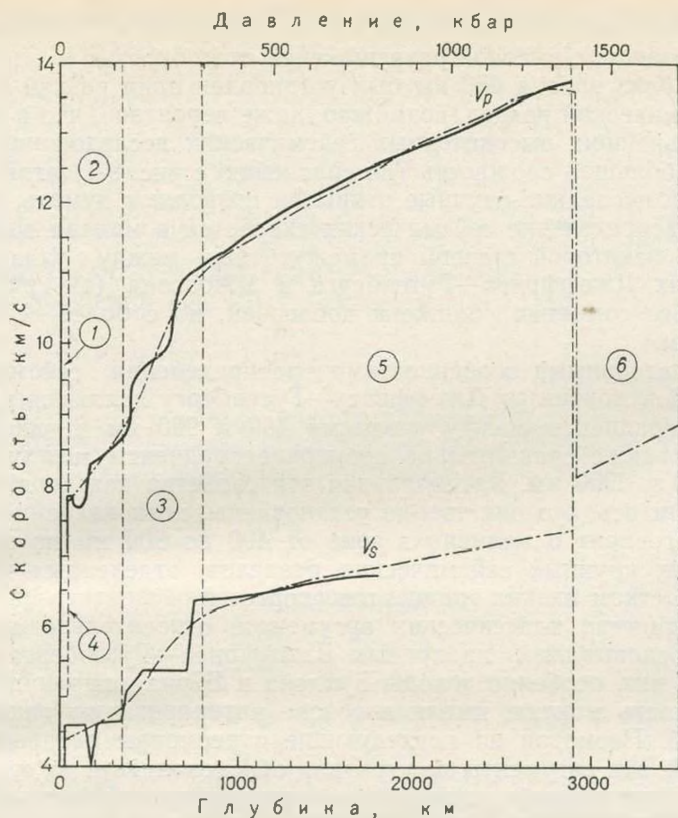


Рис. 9-1. Распределение сейсмических скоростей в мантии.

Сплошная линия — продольные волны, V_p по Л. Джонсону [1967, 1969] и поперечные волны V_s по О. Наттли (1969); штрих-пунктир — то же, по Т. Джеффрису [1939].

1 — континентальная кора; 2 — верхняя мантия; 3 — переходный слой; 4 — раздел М под континентами; 5 — нижняя мантия; 6 — ядро

доказательства существования незначительных разделов и горизонтальной неоднородности¹.

В свете последних данных можно предположить, что модель только с двумя разделами в мантии, близ 400 и 650 км, как изображено на рис. 9-1, также оказывается упрощенной. Раздел на уровне 400 км, видимо, имеет сложное строение, и не исключено, что в интервале между 300 и 450 км может быть несколько разделов. В настоящее время доказано существование небольшого раздела на глубине примерно 550 км. С помощью изучения отраженных волн [14, 16, 17] было обнаружено, что крупный сейсмический раздел близ уровня 650 км гораздо резче, чем раздел на глубине около

¹ Niazi, Anderson [1965]; Chinnery, Tokzöz [1967]; Johnson [1967, 1969]; Kanamori [1967]; Hales et al. [1968]; Julian, Anderson [1968]; Archambeau et al. [1969]; Nuttli [1969]; Hales, Wright, Cleary [1972].

400 км, что было подтверждено исследованиями с помощью сейсмоприемников с высокой разрешающей способностью¹.

Хотя близ уровня 650 км был установлен один резкий и крупный сейсмический раздел, возможно, даже вероятно², что в результате дальнейших высокоточных сейсмических исследований обнаружится большая сложность (по сравнению с рис. 9-1) этой структуры. Эти последние научные открытия позволяют думать, что истинное распределение сейсмических скоростей в мантии возможно будет до некоторой степени промежуточным между указанными в моделях Джеффриса—Гутенберга и Джонсона (см. рис. 9-1), причем без сомнения ближе к последней, но с более сложным строением.

Замечательными особенностями распределения сейсмических скоростей в мантии по Джеффрису—Гутенбергу являются высокие средние градиенты между уровнями 400 и 900 км и однородной зоной, а также сравнительно невысокие градиенты между глубинами 900 и 2900 км. Рассматривая эти свойства как усредненные можно считать, что они твердо установлены, хотя недавние исследования говорят о наличии в зоне от 400 до 900 км по крайней мере двух крупных сейсмических разделов, отделенных друг от друга участком низких градиентов скоростей.

Большинство классических аргументов относительно строения мантии основывались на кривых Джеффриса—Гутенберга. Некоторые из них, особенно доводы Буллена и Бёрча, опирающиеся на однородность мантии, имели в основе интерпретацию градиентов скоростей. Несмотря на последующие пересмотры распределений скоростей, эти аргументы не утратили обоснованности по существу. Хотя, в свете недавно установленных перерывов сейсмических скоростей внутри мантии и на основании данных о свободных колебаниях, некоторые из заключений более ранних исследователей могут быть объяснены гораздо проще, имеет смысл придерживаться некоторых доводов Буллена и Бёрча как с исторической точки зрения, так и благодаря сохранившемуся их важному значению.

9-2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОТНОСТИ И НЕОДНОРОДНОСТЬ НИЖНЕЙ МАНТИИ

В гл. 3 рассматривалось распределение плотности в верхней мантии. В этом разделе будет рассмотрено распределение плотности в переходной зоне и глубокой мантии, а также влияние этих данных на однородность мантии.

Одна из наиболее четких аргументаций в геофизике по этому вопросу принадлежит Буллену [1936, 1940] и приводится здесь достаточно подробно.

¹ Bolt et al. [1968]; Bolt [1969]; Simpson, Mereu, King [1974]; Whitcomb, Anderson [1970]; Helmberger, Wiggins [1971]; Engdahl, Flinn [1969]; Adams [1971].

² Ringwood [1970].

Скорости продольных V_p и поперечных V_s волн выражаются:

$$V_p^2 = \frac{K_s + \frac{4}{3}\mu}{\rho}; \quad (1)$$

$$V_s^2 = \frac{\mu}{\rho}, \quad (2)$$

где K_s — адиабатический объемный модуль упругости $= \rho \left(\frac{\partial P}{\partial \rho} \right)_s$ (3)

μ — упругость, ρ — плотность, P — давление.

Из уравнений (1), (2) и (3) имеем

$$V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2 = \frac{K_s}{\rho} = \left(\frac{\partial P}{\partial \rho} \right)_s = \Phi, \quad (4)$$

где Φ обозначает коэффициент упругости [16].

Рассмотрим изменение плотности (ρ) с глубиной (r) в однородном адиабатическом участке Земли:

$$\frac{d\rho}{dr} = \left(\frac{\partial \rho}{\partial P} \right)_s \frac{dP}{dr}. \quad (5)$$

Из гидростатического отношения имеем

$$\frac{dP}{dr} = -g\rho, \quad \text{где } g = \frac{Gm}{r^2}. \quad (6)$$

Подставив значения из уравнений (4) и (6) в уравнение (5), получаем:

$$\frac{d\rho}{dr} = -\frac{g\rho}{\Phi} = -\frac{Gm\rho}{\Phi r^2}. \quad (7)$$

Уравнение (7) известно как уравнение Вильямсона—Адамса, в честь авторов, впервые получивших его¹. Оно дает зависимость между плотностью и глубиной, являющейся результатом самосжатия в однородной сферической оболочке с известными скоростями продольных и поперечных сейсмических волн. В рассматриваемом случае исходной величиной m является масса земли.

Буллен² для получения распределения плотности по всей мантии проинтегрировал уравнение (7), взяв среднюю плотность мантии ρ_0 непосредственно под границей Мохоровичича равной $3,32 \text{ г/см}^3$ и сделав соответствующую небольшую поправку на массу вышележащей коры. На основании полученного распределения плотности он рассчитал момент инерции мантии — I_m . Поскольку момент инерции всей Земли — I_E был известен, момент инерции ядра — I_c мог быть получен путем вычитания. Его значение составило $0,57 Mr^2$. Итак, момент инерции сферы с одинаковой плотностью равен $0,40 Mr^2$, а сферической оболочки — $0,67 Mr^2$.

¹ Williamson, Adams [1923].

² Bullen [1936, 1940].

Следовательно, приведенные рассуждения означают, что плотность ядра сильно уменьшается от его наружной границы к центру. Естественно такое положение невозможно для жидкой сферы (внешнее ядро) в условиях самосжатия. Из этого существенного противоречия следует, что одно из допущений в применении уравнения (7) к мантии было неправильным. К таковым могли относиться предположения, касающиеся адиабатичности, первоначальной плотности и химической гомогенности.

Установлено, что фактический температурный градиент в верхней мантии значительно выше адиабатического. Ниже приводится соответствующая поправка¹ к уравнению (7) на градиент супер-адиабатической температуры τ :

$$\frac{d\rho}{dr} = -\frac{g\rho}{\Phi} \left(i - \frac{\alpha\Phi\tau}{g} \right). \quad (8)$$

где α — коэффициент объемного термального расширения.

Градиент суперадиабатической температуры уменьшает градиент плотности, приводя к большему значению I_c . Следовательно общим результатом является частичное устранение указанного выше противоречия.

Исходя из соответствия с ультрамафическими породами, которые, как считалось многими, преобладают в мантии, Буллен в качестве исходной плотности самой верхней части мантии выбрал величину 3,32 г/см³. Согласно доводам гл. 3 этот выбор требует серьезного подтверждения. Однако появились модели Земли с более высокими плотностями верхней мантии². Эти модели, вероятно, старались уменьшить степень несоответствия в отношении I_c . На рис. 9-2 изображается взаимосвязь между отношением для ядра

и первоначальной плотностью I/Mr^2 в верхней части мантии. Очевидно, что ρ_0 должно бы быть равным 3,7 г/см³ с тем, чтобы обеспечить одинаковую плотность в ядре. Поправка на самосжатие в настоящем ядре наряду с градиентом суперадиабатической температуры в мантии вероятно увеличила бы необходимую величину ρ_0 примерно до 3,8 г/см³. Можно использовать данные из многих областей исследований (см. гл. 3) для доказательства, что это значение недопустимо высоко.

Соответственно, Буллен пришел к выводу, что третье допущение



Рис. 9-2. Момент инерции центральной части ядра, как функция плотности в верхней части однородной мантии; I_c , M_c и R_c — момент инерции, масса и радиус ядра соответственно.

По Ф. Бёрчу [1954]

¹ Birch [1952].

² Birch [1961b].

ние, т. е. однородность, предположенное в применении к уравнению (7), необоснованно. Следовательно мантия должна быть неоднородной и в ней должен быть участок, где с глубиной плотность увеличивается со значительно большей скоростью, чем если бы это обуславливалось нормальным самосжатием, контролируемым модулем объемной упругости K . Возможно, что неоднородность была вызвана изменениями химического состава и фазовыми изменениями. При дальнейшей разработке моделей плотности Земли Буллен сделал обоснованное допущение об общей корреляции между сейсмической скоростью и плотностью и предположил, что неоднородность связана с областью C , т. е. с переходной зоной.

9-3. УПРУГОСТЬ

В зависимости от доказанного Булленом неоднородного характера мантии Бёрч [1939, 1952] тщательно изучил упругие свойства мантии с отрицанием или определением сущности этой неоднородности. Метод Бёрча основывался на сравнении сейсмических скоростей в зависимости от их глубины и теоретических предпосылок, при условии существования произвольного температурного градиента в самосжатом однородном слое Земли. Следует указать, что обоснованием трактовок Бёрча послужили кривые распределения скоростей Джеффриса и Гутенберга, которые по сравнению с недавно полученными кривыми (разд. 9-1) значительно более сглажены. Бёрч вывел точные термодинамические взаимоотношения для параметра $1 - g^{-1} (d\Phi/dr)$, которые также могут быть получены непосредственно при наблюдении изменений сейсмических скоростей в мантии. После определения числовых коэффициентов и отказа от второстепенных членов Бёрч с достаточным приближением показал, что

$$1 - g^{-1} \frac{d\Phi}{dr} = \left(\frac{\partial K_T}{\partial P} \right)_T - 5 T \alpha_T - \frac{2 \tau \alpha \Phi}{g}, \quad (9)$$

где Φ — отношение Грюнайзена, и, что в уравнении (9) — значительно более важным членом было $(\partial K_T / \partial P)_T$. Вычисление последнего требует знания уравнения состояния вещества. Для этой цели Бёрч использовал теорию Мюрнагана [1937] о конечных деформациях. Допускается, что свободная энергия Гельмгольца Φ , или энергия деформации может быть выражена через отрицательную величину деформации (обозначенную f) в виде

$$\Psi = af^2 + bf^3 + cf^4 + \dots \quad (10)$$

где a , b и c функции только температуры.

Допускается, что более высокий порядок членов в уравнении (10) является небольшим по сравнению с двумя первыми. На первый взгляд это допущение могло бы показаться радикальным, но следует помнить, что деформация по всей мантии случается в сравнительно ограниченном диапазоне от 0 до 0,13.

Из термодинамики известно:

$$P = - \left(\frac{\partial \Psi}{\partial v} \right)_T = - \frac{df}{dv} \left(\frac{\partial \Psi}{\partial f} \right)_T \quad (11)$$

Связь между f , v (объем) и ρ :

$$\frac{v_0}{v} = \frac{\rho}{\rho_0} = (1 + 2f)^{3/2}. \quad (12)$$

Из уравнений (10), (11) и (12) Бёрч получает следующие зависимости (все для изотермической сжимаемости):

$$P = \frac{3}{2} K_0 \left[\left(\frac{\rho}{\rho_0} \right)^{2/3} - \left(\frac{\rho}{\rho_0} \right)^{5/3} \right] \left\{ 1 - \bar{\xi} \left[\left(\frac{\rho}{\rho_0} \right)^{2/3} - 1 \right] + \dots \right\}. \quad (13)$$

$$P = 3K_0 f (1 + 2f)^{3/2} (1 - \bar{\xi} f). \quad (14)$$

$$K = K_0 (1 + 2f)^{3/2} [1 + 7f - 2\bar{\xi} f (2 + 9f)]. \quad (15)$$

$$\left(\frac{\partial K}{\partial P} \right)_T = \frac{12 + 49f - 2\bar{\xi} (2 + 32f + 81f^2)}{3 + 21f - 6\bar{\xi} f (2 + 9f)}. \quad (16)$$

$$\bar{\Phi} = \bar{\Phi}_0 (1 + 2f) [1 + 7f - 2\bar{\xi} f (2 + 9f)]. \quad (17)$$

В этих выражениях $\bar{\xi}$ — безразмерный параметр, равный $\frac{3}{4}(4 - K_0^1)$, являющийся функцией только температуры¹. Очевидно, что уравнения с (13) по (17) могли быть значительно упрощены, если бы $\bar{\xi}$ равнялось нулю. Они были бы все еще употребительными для $|\bar{\xi}| < \frac{1}{2}$. Бёрч доказал, что это последнее условие удовлетворялось для большинства веществ, в отношении которых имелись соответствующие данные, и, что для некоторых из них $\bar{\xi}$ действительно оказалось близким к нулю.

Наиболее убедительная проверка этих соотношений была получена с помощью сравнительно сжимаемых веществ, таких, как щелочные металлы, которые тем не менее обнаруживают пятикратный диапазон исходной сжимаемости. Бриджмен рассчитал их компрессию вплоть до $f \sim 0,3$ в сравнении с $f \sim 0,13$, исходя из данных по мантии. На рис. 9-3 показаны эти результаты в сопоставлении с выведенными из уравнения (13) данными. Наиболее внушительно совпадение с наиболее упрощенной формой уравнения (13) при $\bar{\xi} = 0$. Сущностью уравнения (13) является то, что твердые тела независимо от первоначальной сжимаемости имеют тенденцию следовать обычному закону, когда наиболее важной переменной является степень компрессии, а не давление. При $\bar{\xi} = 0$, его наиболее частом значении, из уравнения (16) получаем:

$$\left(\frac{\partial K_T}{\partial P} \right)_T = \frac{12 + 49f}{3(1 + 7f)}. \quad (18)$$

¹ $K_0^1 = \left(\frac{dK}{dP} \right)_{P \rightarrow 0}$.

Таким образом $(\partial K_T / \partial P)_T$ равно 4 при нулевом давлении и уменьшается примерно до 3 для наиболее высоких компрессий мантии. Бёрч (рис. 9-4) сравнивал значения функций $1 - g^{-1} \times (\overline{d\Phi/dr})$, полученные непосредственно из сейсмических скоростей Джеффриса и Гутенберга, с функцией $(\partial K_T / \partial P)_T$ из уравнения (18), которое несомненно является самым крупным теоретическим значением для функции $1 - g^{-1} (\overline{d\Phi/dr})$ в однородном слое, взятом в уравнении (9). Обнаружив, что в интервале между 1000 и 2900 км значения сейсмических скоростей вполне соответствуют значениям, допускаемым для самосжатого однородного слоя Земли, Бёрч пришел к выводу, что глубокая мантия действительно была однородной, т. е. изменения сейсмических скоростей с глубиной обуславливались самосжатием и, что значительных химических и фазовых изменений не происходило. Хотя это заключение первоначально было сделано, исходя из $\bar{\xi} = 0$, Бёрч доказал, что фактически оно имело силу и для других величин $\bar{\xi}$ внутри допустимого предела $|\bar{\xi}| < \frac{1}{2}$.

Однако на рис. 9-4 видно, что наблюдаемые между глубинами 300 и 900 км значения функции $1 - g^{-1} (\overline{d\Phi/dr})$ сильно отклоняются от предполагаемых для однородного слоя значений. Бёрч отмечал, что в параметрах его уравнения состояния для однородного слоя не имеется приемлемой поправки, которая могла бы предусмотреть отмеченные высокие значения функции $1 - g^{-1} (\overline{d\Phi/dr})$, и, что следовательно этот участок должен быть неоднородным. Таким образом выведенные Булленом изменения состава и (или) фазы должны ассоциироваться с этим участком Земли на глубине примерно 300 и 900 км.

Допустив, что глубокая мантия является адиабатической при $\bar{\xi} = 0$, Бёрч использовал уравнения с (13) по (17), чтобы рассчитать Φ_0 для вещества этого региона мантии. Он обнаружил, что коэффициент упругости Φ вещества глубокой мантии уменьшается до нуля, давление в среднем равняется 51 (км/с)^2 . Эта вели-

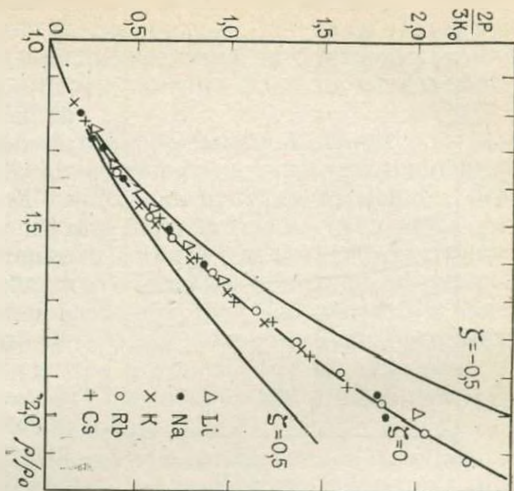


Рис. 9-3. Экспериментальные определения сжатия щелочных металлов по сравнению с расчетным сжатием из уравнения (13) Бёрча-Мюрнагана.

По Ф. Бёрчу [1952]

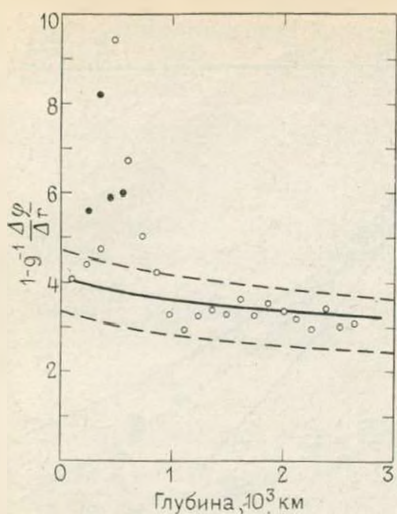


Рис. 9-4. Сравнение наблюдаемых значений функций $1-g^{-1}(\Delta\Phi/\Delta r)$ для мантии с ее расчетными значениями для сжатия однородного вещества, полученными в уравнениях (9) и (18).

Пунктирными линиями показаны расчетные величины функции $1-g^{-1}(\Delta\Phi/\Delta r)$ из уравнения (9) и уравнения третьего порядка (16) Бёрча-Мюрнагана при $\xi =$

$$= +\frac{1}{2} \text{ и } -\frac{1}{2}.$$

По Ф. Бёрчу [1952]

окислам с плотной упаковкой. Переходная зона интерпретировалась, как зона крупных фазовых переходов, сопровождаемых химическими изменениями, возникающими вследствие неустойчивости при очень высоких давлениях главных минералов в верхней мантии. Допускалось, что эти минералы превратились в новую ассоциацию полиморфных форм и фаз с плотной упаковкой, обладающих сходными с рутилом, периклазом и шпинелью структурами. Предполагалось, что серия переходов закончилась на глубине 900 км, и образовавшаяся новая минеральная ассоциация была стабильной по всей глубокой мантии.

В настоящее время работа Бёрча [1952] рассматривается, как веха в этой области исследований. Однако в 1950-х годах некоторые из основных его выводов подверглись критике, и были предложены другие объяснения особенностей переходной зоны¹. Следует вспомнить, что в 1952 г. фазовые переходы в условиях высоких

чина согласуется с повышенной температурой. Сделав поправку на этот фактор, Бёрч подсчитал, что при атмосферных температуре и давлении Φ для вещества глубокой мантии составляло около 60 (км/с)^2 .

Коэффициенты упругости обычных материалов, таких как оливины и пироксены, считающихся преобладающими в верхней мантии, изменяются от 30 до 40 (км/с)^2 , и естественно они не могут быть важными составляющими глубокой мантии. Однако некоторые окислы имеют коэффициенты упругости нужного порядка, например, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 69 \text{ (км/с)}^2$, $\text{MgO} - 47 \text{ (км/с)}^2$ и $\text{TiO}_2 - 50 \text{ (км/с)}^2$. Высокие коэффициенты упругости этих фаз являются в первую очередь следствием их кристаллических структур, которые характеризуются значительно более плотной упаковкой, чем у обычных силикатов.

Соответственно Бёрч предположил, что глубокая мантия состоит из фаз, коэффициенты упругости и структуры которых аналогичны минералам-

¹ Verhoogen [1953]; Griggs [1954]; Miki [1955]; Shima [1956]; Evernden [1958]; Shimazu [1958]; Magnitsky, Kalinin [1959]; Wada [1960].

давлений в окислах и силикатах были почти неизвестны, а заключение о том, что обычные плотные силикатные минералы такие, как пироксены и оливины, могли бы превратиться на большой глубине мантии в совершенно новые и более плотные фазы не казалось таким возможным, как в наши дни.

Было доказано, что вещества с более сложной структурой (например, силикаты) вряд ли будут подчиняться такому же простому закону сжатия, как и соединения с очень простым строением (например, щелочные металлы) и, что соответственно сделанные выводы относительно неоднородности мантии весьма сомнительны. Высказывались предположения, что серьезной причиной возникшей ошибки могло послужить пренебрежение членами третьего и более высоких порядков в уравнении (10), на котором Бёрч основывал свое уравнение состояния и что это могло бы сильно сказаться на выводах, полученных в результате переноса свойств глубокой мантии в условиях атмосферного давления.

Бёрч обоснованно возражал¹, что главный вопрос неоднородности уже решен с помощью метода Буллена и, что его исследования в первую очередь направлены на выявление наиболее вероятного расположения и причины этой неоднородности. Для этого он и использовал уравнение состояния, хотя и простое по форме, но тем не менее согласующееся с имеющимися данными.

Утверждение Бёрча о том, что источником неоднородности является участок мантии от 400 до 900 км, имело силу пока $|\bar{\xi}| < \frac{1}{2}$ что позволяло члену третьего порядка уравнения (16) иметь большое значение. Однако его экстраполяция коэффициента упругости глубокой мантии для получения $\bar{\Phi}_0$ основывалась на допущении, что $\bar{\xi} = 0$. И это в свете имевшихся данных было наиболее приемлемым из всех возможных допущений. Но было доказано, что наличие важного члена третьего порядка в уравнении (13) в диапазоне $|\bar{\xi}| < \frac{1}{2}$ могло бы при некоторых обстоятельствах отразиться на величинах $\bar{\Phi}_0$ и $\bar{\rho}_0$, которые заметно отличались бы от величин, предположенных Бёрчем для $\bar{\xi} = 0$. Таким образом Эвернден [1958] доказал, что состав глубокой мантии из обычных минералов (например, оливина и пироксена), смешанных с металлическим железом, подтверждался уравнением состояния с сохранившимися членами высоких порядков.

Позже с помощью ультразвуковой интерферометрии были сделаны точные расчеты функции $(\partial K_0 / \partial P)_T$ для ряда окислов и силикатов² (табл. 9-1). Считается, что для большинства сравнительно плотно упакованных окислов и силикатов, имеющих отношение к строению мантии (корунд, периклаз, шпинель, форстерит и гематит), функция $(\partial K_0 / \partial P)_T$ изменяется от 3,9 до 4,9, что соответствует значению $\bar{\xi}$ от 0 до 0,7. Однако из этого ряда выпадают гранат и

¹ Birch [1954].

² Anderson, Schreiber, Liebermann, Soga [1968].

Значения функции $(\partial K_0/\partial P)_T$ для некоторых окислов и силикатов, по О. Андерсону, Е. Шройберу и др. [1968]

Материалы		$(\partial P)_T$	Материалы		$(\partial K_0/\partial P)_T$
Корунд	Al_2O_3	3,9	α -кварц	SiO_2	6,4
Периклаз	MgO	4,5	Известь	CaO	5,3
Шпинель	$MgAl_2O_4$	4,2	Цинкит	SnO	4,8
Форстерит	Mg_2SiO_4	4,9	Бромеллит	BeO	5,5
Гранат	$(Mg, Fe)_3Al_2Si_3O_{12}$	5,5	Рутил	TiO_2	6,8
Гематит	Fe_2O_3	4,5			

рутил, а также кварц, и бромеллит, но они меньше связаны с проблемами мантии.

Таким образом, данные табл. 9-1 означают, что члены третьего порядка в уравнении состояния Бёрча—Мюрнагана часто являются существенными при обычно отрицательном значении ξ . Эти члены третьего порядка не достаточно велики, чтобы поколебать основное заключение Бёрча относительно неоднородности переходной зоны. Однако диапазон возможных значений ξ вносит значительную неопределенность в расчеты ρ_0 и Φ_0 для глубокой мантии, которые были сделаны при допущении $\xi=0$. Таким образом для подтверждения свойств глубокой мантии в интерпретации Бёрча вероятно необходимы другие методы.

Наличие точных расчетов dK/dP обеспечивает обоснование для более общего уравнения состояния [4, 5, 6] по сравнению с уравнением Бёрча при $\xi=0$. Здесь основным допущением (подтвержденным расчетом) является то, что адиабатические и изотермальные модули объемной упругости связаны с давлением линейной зависимостью, т. е.

$$K_P = K_0 + K_0'P, \text{ где } K_0' = \left(\frac{dK}{dP} \right)_{P=0}. \quad (19)$$

Это уравнение является более простым выражением, поскольку K_0' неограничено, тогда как в уравнении (18) его значение подразумевается равным 4.

Мюрнаган [1944] проинтегрировал уравнение (19), чтобы получить:

$$P = \frac{K_0}{K_0'} \left[\left(\frac{v_0}{v} \right)^{K_0'} - 1 \right]. \quad (20)$$

Андерсон¹ ссылается на уравнение (20), как на логарифмическое уравнение Мюрнагана, которое приводит к:

$$\ln\left(\frac{v_0}{v}\right) = \frac{1}{K_0'} \times \times \ln\left[K_0' \left(\frac{P}{K_0}\right) + 1\right]. \quad (21)$$

Это уравнение эквивалентно основному уравнению сжатия (13) Бёрча, в котором сохранены члены третьего порядка, а значение $\bar{\xi}$ неограничено. Однако благодаря своей простоте оно имеет преимущество над полным уравнением Бёрча и превосходит уравнения с ограничивающими ($\bar{\xi}=0$) условиями, когда $dK/dP \neq 4$.

На рис. 9-5 дается наглядный пример² использования уравнения (21) для расчета сжатия MgO в пределах давлений, соответствующих давлениям по всей мантии, исходя из экспериментальных определений dK/dP при давлениях вплоть до 4 кбар.

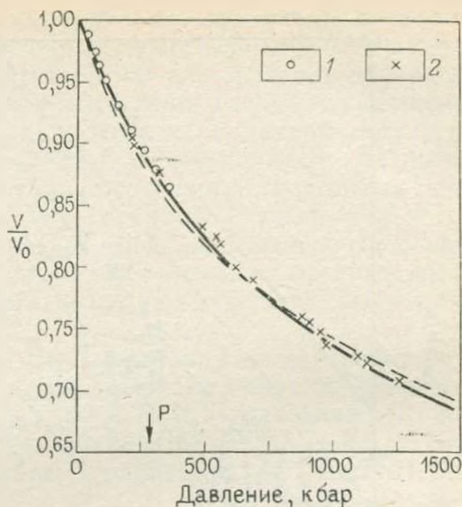


Рис. 9-5. Экспериментальные расчеты сжатия MgO, основанные на ультразвуковых определениях K и dK/dP до 4 кбар, по сравнению с теоретическими кривыми, полученными из уравнения (21).

Пунктирная линия—данные по единичному кристаллу, сплошная линия — поликристаллические данные. 1 — изотермическое сжатие — Перец-Альбуери и Дриккамер; 2 — сжатие ударной волны — Мак-Куин и Марш.

По Андерсону [1966]

9-4. ЭМПИРИЧЕСКИЕ ВЗАИМОЗАВИСИМОСТИ СКОРОСТИ И ПЛОТНОСТИ

Бёрч³ описал обнаруженную в многих горных породах и минералах связь между скоростью P -волн и плотностью (рис. 9-6). Считается, что для образцов со средним атомным весом (M)⁴ около 21 скорость в широком интервале примерно пропорциональна плотности. Пробы с $M > 21$ по отношению к линии с $M=21$ систематически смещались в направлении более низкой скорости. Для проб с подобными, но более высокими значениями M имеются указания на существование линейной зависимости между скоростью и плот-

¹ O. Anderson [1965, 1966a, 1966b].

² O. Anderson [1966b].

³ Birch [1960, 1961 a].

⁴ M — формула молекулярного веса, разделенная на число атомов в молекулярной формуле.

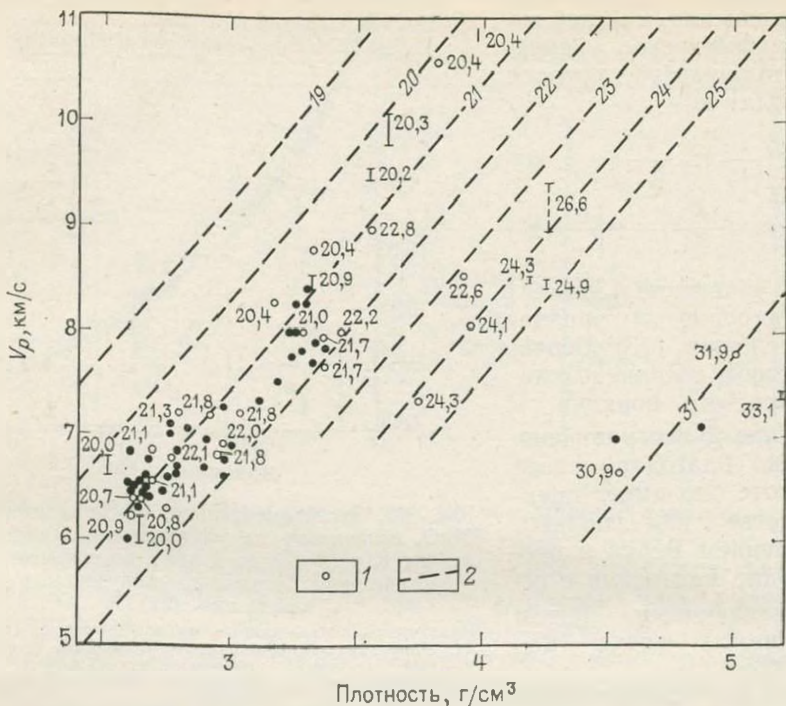


Рис. 9-6. Скорость при давлении 10 кбар по сравнению с плотностью силикатов и окислов.

1 — средние атомные веса; 2 — предполагаемые изменения для постоянных средних атомных весов.
По Бёрчу [1961a]

ностью. Эти наблюдения могут быть изображены в виде общего закона:

$$V_p = A \overline{(M)} + B\rho, \quad (22)$$

где A — постоянная величина, примерно определяемая средним атомным весом, а B — наблюдаемый коэффициент пропорциональности между скоростью и плотностью, обычно равный примерно 3 (кг/с) (г/см³). Аналогичные законы были предложены для описания эмпирических взаимосвязей между плотностью и скоростью поперечных волн и скоростью объемных звуковых волн соответственно¹.

Бёрч отмечал три варианта использования в геофизике этого вида взаимосвязей, приведенных на рис. 9-6. Во-первых, линии на рис. 9-6 могут указывать перемещение скорости и плотности во время изотермического сжатия однородных веществ. Второй и наиболее важный вариант исходит из того, что применимость уравнения (22) к широкому ряду обладающих различными структурами

¹ Simmons [1964 a]; Mc Queen, Fritz, Marsh [1964]; Wang [1969].

окислов и силикатов позволяет думать о его возможном и обоснованном использовании для описания взаимосвязи скорости и плотности окислов или силикатов, претерпевающих фазовые превращения. В-третьих, линии на рис. 9-6 показывают результат замещения более тяжелых атомов (например, железа) в данной структуре. Также эти взаимосвязи могут широко использоваться для интерпретаций строения нижней мантии — особенно роли фазовых переходов и возможных изменений \bar{M} с глубиной. Поскольку в последующих главах будут использоваться вышеописанные соотношения, желательна на данной стадии также исследовать основы и ограничения этих законов взаимосвязи между скоростью и плотностью.

Следует заметить, что для различных видов горных пород и минералов с \bar{M} от 21 до 22 (которые включают наиболее надежные и обширные первичные данные) константа B в уравнении (22) при низких давлениях и температурах изменяется от 2,7 до 3,6¹. Некоторые горные породы и минералы (граниты и плагиоклазы) значительно выпадают из этого интервала. В случае изотермического сжатия некоторых обычных минералов B находится между 2,7 и 4, но для однородных веществ в изобарических условиях константа B , равная $(\partial V_p / \partial \bar{\rho})_p$ значительно выше и изменяется от 4 до 6 (см. табл. 9-2).

Закон Бёрча применительно к сжатию однородных веществ подразумевается в теории решеток Дебая, из которой было получено следующее соотношение¹:

$$V = k(\bar{M})^n v^n, \text{ где } n = \gamma - \frac{1}{3}. \quad (23)$$

$\bar{\psi}$ — параметр Грюнайзена, находящийся для самых твердых тел между 1 и 2. Правило Бёрча представляет собой частный случай, когда $n=1$. Определения упругих свойств большого числа окислов фактически свидетельствуют о том, что n ближе к 1,5, а не к 1, по крайней мере для распространения поперечных и объемных звуковых волн. Таким образом закон Бёрча представляет собой линейное приближение к более фундаментальному закону степени².

Изображенная на рис. 9-7 зависимость между скоростью и плотностью для закона степени при $n=1,5$ содержит данные более поздних наблюдений по сравнению с рис. 9-6. Принимая во внимание разброс данных, видно, что закон Бёрча представляет собой совершенно достаточное приближение в пределах диапазона плотности, для которого он был первоначально получен.

Иногда удобнее обсуждать систематику взаимозависимости скорости и плотности на примере соотношения объемного модуля упругости K и плотности (или молекулярного объема v). Из зави-

¹ Birch [1961].

² Shankland [1972]; Chung [1972].

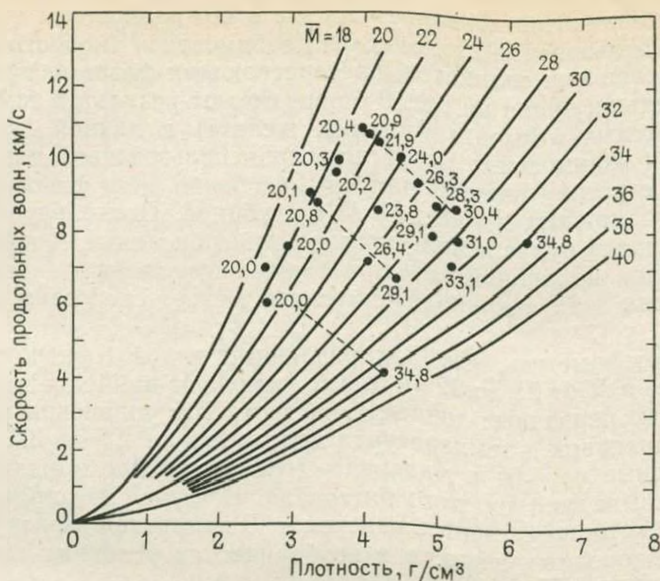


Рис. 9-7. Скорости продольных волн по сравнению с плотностью, как функции среднего атомного веса \bar{M} , согласно закону степени $V = k(\bar{M}) \rho^{1,5}$. По Кора [1971]

сности скорости и плотности по Бёрчу, допуская V_p/V_s — постоянным, имеем:

$$V \propto \sqrt{\frac{K}{\rho}} \propto \rho \text{ для постоянного } \bar{M}.$$

Следовательно

$$K \propto \rho^3. \quad (24)$$

С другой стороны, О. Андерсон [1966с] пересмотрел данные по K и ρ для окислов¹ и пришел к заключению, что для них больше соответствует $K \propto \rho^4$. Согласно выше описанному и рис. 9-7 это эквивалентно $V \propto \rho^{1,5}$.

Существование взаимосвязи по закону степени с показателем 4 логически вытекает из того факта, что многие относительно несприятельные окислы имеют значение $dK/d\rho$ около 4 (см. табл. 9-1). Рассмотрим тождество¹:

$$\frac{dK}{d\rho} = \frac{dK}{dP} \frac{dP}{d\rho}$$

¹ Anderson, Nafe [1965].

Так как $K = -v (dP/dv)$, приведенное выше выражение представляет собой:

$$\frac{dK}{dv} = - \frac{dK}{dP} \frac{K}{v}$$

или

$$\frac{dK}{K} = - \frac{dK}{dP} \frac{dv}{v}.$$

Приняв dK/dP постоянным и равным 4, интегрируем верхнее выражение:

$$\ln K = -4 \ln v + \text{const.}$$

что эквивалентно

$$K \propto v^{-4} \quad (25)$$

или для постоянного \bar{M}

$$K \propto \rho^4. \quad (26)$$

Влияние высокого давления на коэффициенты пропорциональности уравнений (25) и (26) вероятно не такое уж ничтожное. Для последнего случая, исходя из уравнений (16) и (18), необходимо, чтобы dK/dP уменьшалось в зависимости от давления — от 4 при нулевом давлении до 3 при очень высоких давлениях. Это означает изменение n в уравнении $K \propto \rho^n$ при росте давления от 4 до 3.

Д. Андерсон [1967] получил общую форму соотношения скорости и плотности, в которой рассматриваемой величиной является $\bar{\Phi}$ (равная K/ρ , а не V_p). Андерсон ссылается на это соотношение, как на сейсмическое уравнение состояния.

Рассмотрим уравнение состояния вида:

$$P = (N - M)^{-1} K_0 \left[\left(\frac{\bar{\rho}}{\rho_0} \right)^N - \left(\frac{\bar{\rho}}{\rho_0} \right)^M \right]. \quad (27)$$

Множество теоретических соображений привели к уравнению этой формы¹; в частности $N = \frac{6}{3}$, $M = \frac{5}{3}$ дало уравнение состояния конечных деформаций Бёрча—Мюрнагана (13). Дифференцируя уравнение (27) по отношению к плотности, Андерсон получает для небольших сжатий:

$$\frac{\bar{\rho}_2}{\bar{\rho}_1} = \left(\frac{\bar{\rho}_2}{\bar{\rho}_1} \right)^{1/(N+M-1)} \quad \text{или} \quad \bar{\rho} = A \bar{\Phi}^n. \quad (28 \text{ а. б.})$$

Применимость уравнения (28) объясняется возможностью получения $\bar{\Phi}$ прямо из сейсмических и ударно-волновых данных. Пока-

¹ Gilvarry [1957].

затель n непосредственно связан с отношением Грюнайзена и dK/dP и может быть получен эмпирически из ударно-волновых данных из наблюдаемых взаимосвязей между $\bar{\Phi}$ и $\bar{\rho}$ для особых классов окислов или силикатов, а также из сейсмических данных в ограниченных участках мантии. Можно обобщить уравнение (28), чтобы включить эффект изменений состава путем введения среднего атомного веса \bar{M} , получив в результате сейсмическое уравнение состояния:

$$\frac{\bar{\rho}}{\bar{M}} = A\bar{\Phi}^n, \quad (29)$$

Андерсон доказывает, что выше приведенное уравнение применимо к целому ряду отдельных окислов с \bar{M} , изменяющимся от 18 до 90. Для использованных данных n очень близко к $\frac{1}{3}$. Так как $\bar{\Phi} = K/\bar{\rho}$ это означает соотношение $K \propto \bar{\rho}^4$ для $\bar{M} \text{ const.}$

Таким образом мы имеем два предполагаемых «закона»: $K \propto \bar{\rho}^3$ и $K \propto \bar{\rho}^4$. Не совсем ясно, который из них следует предпочесть для мантии. Порядок отбора предпочтительных данных очевиден в различных трактовках¹. Закон четвертой степени кажется в какой-то мере более предпочтительным в его применимости при относительно низких давлениях и температурах к большому количеству обладающих разными структурами окислов. Однако среди первичных данных наблюдается значительный разброс.

С другой стороны, закон третьей степени кажется лучше при описании сжатий² гомогенных веществ до высоких плотностей, как например, в условиях воздействия ударных волн³. Также имеются некоторые доказательства, позволяющие считать, что закон третьей степени более применим в случаях термального расширения однофаз⁴.

Эти последние свойства закона третьей степени вероятно особенно пригодны при описаниях изменений плотности по всем гомогенным участкам мантий, где скорости P - и S -волн достаточно хорошо определены, давая тем самым объемную звуковую скорость V_c (где $V_c^2 = V_p^2 - \frac{4}{3}V_s^2$). В табл. 9-2 приводятся частные производные P -, S - и C -скоростей по отношению к плотности для некоторых минеральных видов, являющихся важными составляющими наиболее удаленной от центра (600 км) части мантии. В случаях P - и S -волн имеются большие расхождения между двумя группами соответствующих частных производных, одно при постоянной температуре,

¹ О. Anderson [1966 c]; D. Anderson [1967]; Wang [1969]; Симмонс и Ингленд [1969] провели показательное обсуждение неточностей в сейсмическом уравнении состояния в свете его применения к большому ряду первичных данных.

² Приведенных к адиабатическим условиям.

³ Mc Queen, Fritz, Marsh [1964]; Wang [1969, 1970].

⁴ О. Anderson [1966c]; Clark and Ringwood [1964]; Wang [1970].

Частные производные скоростей $\partial V_p / \partial \rho$, $\partial V_s / \partial \rho$ и $V \partial_c / \partial \rho$ в условиях постоянных давлений и температуры для некоторых характерных для мантии минералов. По Уонгу, 1970

Минералы	$(\partial V_p / \partial \rho)_T$	$(\partial V_p / \partial \rho)_P$	$(\partial V_s / \partial \rho)_T$	$(\partial V_s / \partial \rho)_P$	$(\partial V_c / \partial \rho)_T$	$(\partial V_c / \partial \rho)_P$
Оливин (Fa ₇)	4,0	5,9	1,4	4,3	3,9	3,5
Гранат (Al—Py)	3,3	4,3	0,9	2,4	3,5	3,4
Шпинель	2,7	5,3	0,2	3,7	3,3	3,1

а другое — при постоянном давлении. Но с другой стороны, для *S*-волн эти расхождения сравнительно невелики.

Таким образом Ванг приходит к заключению, что для эмпирического закона — $V_c \propto \rho$, примененного к минералам верхней мантии, «температура действует в противоположном направлении, но вероятно в той же степени, как и давление» (за исключением случая *P*- и *S*-волн).

Соотношение объемной звуковой скорости V_c с плотностью для систем окислов подобного среднего атомного веса, по-видимому, также более постоянно, чем соответствующая зависимость V_p и V_s — скоростей от законов $\bar{\rho}$. Возможно это вызывается тем, что первая из этих зависимостей включает модуль объемной упругости через выражение $\bar{V}^c = \sqrt{K/\rho}$; K , будучи сравнительно просто связанным с потенциалами сил отталкивания между атомами, стремится к относительно «хорошему поведению». Однако V_p и V_s

также включают модуль сдвига через зависимости $V_p = \sqrt{K + \frac{4}{3}\mu/\rho}$

и $V_s = \sqrt{\mu/\rho}$. Этот модуль сдвига и его производные комплексно изменяются и являются чувствительными к структуре¹. Таким образом неустойчивое поведение μ способствует сравнительно широкому изменению коэффициента пропорциональности во взаимозависимости скорости и плотности по Бёрчу. С другой стороны эти преимущества V_c обычно компенсируются тем, что в мантии это количество получается за счет разницы между V_p и V_s и поэтому включает суммарные ошибки последних. В определенных частях мантии, особенно в наружной (1000 км) зоне, они не так уж малы.

Для групп образовавшихся из атомов изоструктурных соединений с одинаковыми валентностями наблюдаются очень разные соотношения между K и v^2 (рис. 8-9). Установлено, что для каждой группы K пропорционально v^{-1} . Это соотношение можно получить

¹ Anderson, Lieberman [1970].

² Anderson, Nafe [1965].

из соображений энергии решеток твердых тел с ионной связью¹. Однако не ясно, на каком основании это выражение применяется также к группам структур, обладающим ковалентной и металлической связью. Возможно отталкивающие условия в энергии решеток ионных, ковалентных и металлических соединений больше зависят от общих электронных структур атомов, чем от самих наружных конфигураций электронов.

Наблюдалась некоторая путаница в литературе относительно значения обсужденных ранее соотношений на основании эмпирического закона степени: $K \propto \rho^n \propto v^{-n}$, где $3 < n < 4$ (см. рис. 9-6 и 9-7), которые применимы ко многим окислам, и более общего соотношения $K \propto v^{-1}$, имеющего отношение к группам соединений с одинаковыми структурами и валентностями (рис. 9-8). Бёрч [1961б] отмечал, что первое соотношение отражает кристаллографические факторы — в частности, плотность упаковки атомов. Не исключено, что это правило является следствием плотности упаковки анионов кислорода, которые по сравнению с катионами занимают гораздо большую часть объема обычных окислов и силикатов (табл. 9-3). Таким образом за счет анионов кислорода более

Таблица 9-3

Части объемов некоторых простых окислов, занятые катионами*

Окислы	V катионов/ V окисла,	Окислы	V катионов/ V окисла, %
Na ₂ O	45	Fe ₂ O ₃	8
MgO	17	Al ₂ O ₃	5
CaO	34	La ₂ O ₃	35
SrO	47	Cr ₂ O ₃	7
BaO	56	SiO ₂	1,3
PbO	50	GeO ₂	2
MnO	25	TiO ₂	5
FeO	20	ZrO ₂	13

* Допускается, что связь в окислах чисто ионная, в то время, как в действительности имеются различные степени ковалентной связи, учет которой вызвал бы общее увеличение таблицы. Тем не менее пропорциональные объемы на ионной модели в некотором смысле показательны.

90% всего количества или почти все минералы не подчиняются закону Бёрча ($M \sim 21$). Возможная причина того, что кальциевые силикаты и другие богатые CaO соединения не следуют точно этому закону², связана с гораздо большим относительным объемом, занятым Ca²⁺. Следует ожидать, что другие окислы, содержащие крупные катионы (например, Sr, Ba, La и Pb) могут также вести себя аномально. Соответственно, с точки зрения геофизики эти

¹ Anderson [1966c, 1972].

² Simmons [1964b].

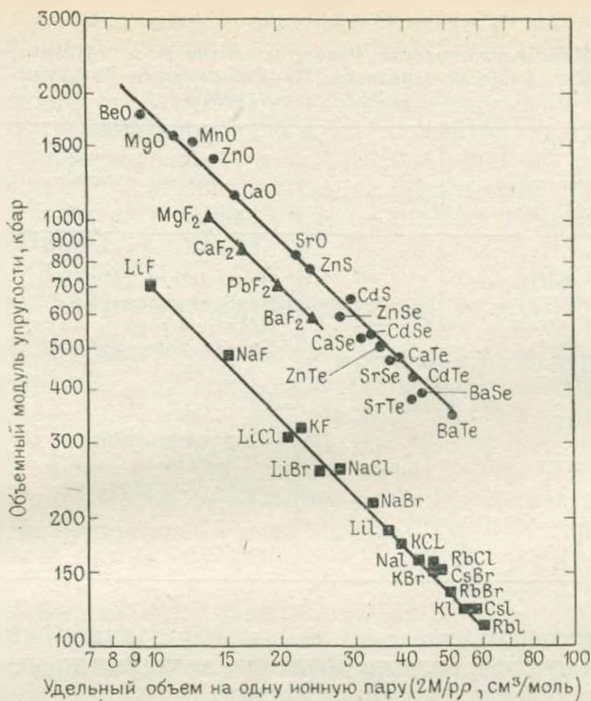


Рис. 9-8. Объемный модуль упругости в зависимости от удельного объема для некоторых двухатомных твердых тел. Наклон сплошной линии — 1.

По О. Андерсону [1972]

законы следует применять только к веществам, в которых анионы кислорода занимают значительно большую часть объема, и в которых акустические свойства могут рассматриваться в первом приближении, как определяемые плотностью упаковки анионов кислорода. К счастью, большая часть основных компонентов мантии удовлетворяет данному условию.

Законы соотношения скорости и плотности и фазовые превращения. Одним из основных применений этих законов было использование их для интерпретации наблюдаемых распределений скоростей в неоднородных участках мантии на основе фазовых превращений и изменений среднего атомного веса. Хотя эти законы исходили из наилучшего соответствия довольно отрывочным первичным данным по оксидам различных составов, иногда безоговорочно допускалось, что изменения скоростей, вызванные фазовыми переходами, могут быть гораздо более закономерными, поскольку изменений в составе не происходит. Только сравнительно недавно стали доступны в достаточном количестве данные для того, чтобы проверить это предположение (табл. 9-4) ¹. Можно видеть, что взаимосвязь скорости

¹ Mizutani et al. [1970, 1972]; Lieberman [1970, 1972, 1973]; Lieberman, Ringwood [1973].

Изменения скорости P -волн и плотности в результате некоторых фазовых переходов. По Либерману и Рингвуду [1973] и Либерману [1974]

Фазовый переход	$\Delta V_p / \Delta \rho$ (км/с)/(г/см ³)	Фазовый переход	$\Delta V_p / \Delta \rho$ (км/с)/(г/см ³)
Кварц-коэзит (SiO ₂)	5,7	Оливин-бета (Mn ₂ GeO ₄)	3,2
Кварц-рутил (SiO ₂)	3,0	Пироксен-ильменит (MgGeO ₃)	1,6
Коэзит-рутил (SiO ₂)	2,5	Пироксен-ильменит (MnGeO ₃)	1,0
Кварц-рутил (GeO ₂)	2,2	«Пироксен»-гранат (CaGeO ₃)	1,5
Оливин-шпинель (Mg ₂ GeO ₄)	3,5	«Пироксен»-гранат (CdGeO ₃)	1,2
Оливин-шпинель (Fe ₂ SiO ₄)	2,5	Ильменит-перовскит (CdTiO ₃)	2,0
Оливин-шпинель (Ni ₂ SiO ₄)	2,2	Полевой шпат-голландит (NaAlGe ₃ O ₈)	1,3

P -волн и плотности, существующая между полиморфными модификациями высокого и низкого давления, значительно менее систематическая, чем это можно предположить.

Несмотря на то, что ценность эмпирических взаимосвязей между скоростью и плотностью в обеспечении общего принципа для главных проблем строения мантии не вызывает сомнения, эти наблюдения подчеркивают необходимость предосторожности при попытке получения детальной информации относительно изменений плотности и среднего атомного веса на основе данных о распределениях сейсмических скоростей в участках мантии, где имеют место фазовые изменения.

Из данных табл. 9-4 видна интересная тенденция. Для фазовых превращений, включающих увеличение координационных чисел катионов по кислороду, значения $\Delta V_p / \Delta \rho$ (среднее $B=1,9$) обычно меньше значений, данных в законе Бёрча применительно к соединениям с одинаковым средним атомным весом ($B=3,1$). Они также меньше величин B , используемых во время сжатия или термального расширения однородного вещества. Подобное поведение было отмечено Дэвисом [1974] в случае превращений в изохимические смеси оксидов. Кроме того, это распространяется на взаимосвязи между объемной звуковой скоростью и плотностью¹.

Данные результаты указывают на то, что наблюдаемые во время сжатия однородного вещества траектории скорости — плотности вероятно смещаются, если эти вещества переходят в фазовые ассоциации с более высокими координациями катионов по кислороду.

¹ Lieberman [1974]; Davies [1974].

В общем эти смещения будут подобны смещению, вызванному увеличением среднего атомного веса, достигающему примерно одной единицы в \bar{M} . Из этого следует, что предполагаемые смещения подобной величины в соотношении объемной звуковой скорости и плотности на глубине порядка 650 км¹ в мантии, где допускается наличие фазовых переходов, включая увеличение координации кремния с четверной на шестерную, не обязательно представляют собой доказательство в пользу увеличения \bar{M} с глубиной. Эта тема вновь рассматривается в гл. 14.

9-5. ЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ПРОВОДИМОСТЬ МАНТИИ

Лахири и Прайс [1939] изучили изменения электропроводности мантии с глубиной. Они обнаружили, что электрическая проводимость в верхней мантии была примерно $10^{-4} \Omega^{-1} \text{ см}^{-1}$, но на уровне 600 км она резко возросла до $10^{-2} \Omega^{-1} \text{ см}^{-1}$. Для получения приемлемого значения на границе ядра и мантии скорость увеличения проводимости ниже этой глубины должна выполаживаться. Результаты исследований распределения электрической проводимости в мантии были также опубликованы Рикитаке [1951] и Мак-Дональдом [1957].

На рис. 9-9 дано предположенное Мак-Дональдом распределение электропроводности в мантии. Заметно сильное качественное сходство с распределением сейсмических скоростей (см. рис. 9-1).

Электропроводность силикатов является результатом нескольких механизмов — примесной электронной проводимости, ионной проводимости и собственной электронной проводимости. Первый механизм в количественном отношении не имеет значения для мантии в то время, как считается, что высокие давления в мантии будут эффективно препятствовать второму механизму, который опирается на ионную диффузию¹. Следовательно электропроводность мантии зависит от собственной электронной проводимости σ :

$$\bar{\sigma} = \bar{\sigma}_0 \exp\left(\frac{-E}{kT}\right).$$

где E — энергия возбуждения процесса, k — постоянная Больцмана и σ_0 — постоянная, номинально равная проводимости.

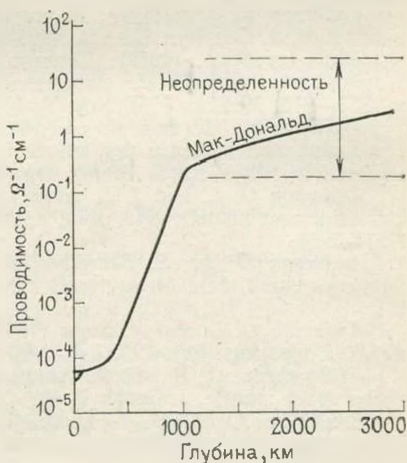


Рис. 9-9. Распределение электрической проводимости в мантии.

По Мак-Дональду [1957]

¹ Например, Press [1970].

Ранкорн¹, изучая проводимость в мантии, пришел к выводу, что скорость увеличения в интервале между 400 и 900 км (см. рис. 9-9) не может быть объяснена на основе только одного механизма — собственной электронной проводимости однородных силикатов в зависимости от максимальных температурных градиентов, которые допускаются соображениями об истории изменения теплового потока ($\sim 3^\circ/\text{км}$). Соответственно Ранкорн сделал вывод, что распределение проводимости более обоснованно интерпретируется на базе фазового перехода, когда имеет место внезапное увеличение E , которое предполагается в более плотно упакованной решетке. Эта интерпретация подтверждается экспериментальными определениями изменений проводимости под влиянием перехода оливин-шпинель². Было обнаружено, что проводимость фаялита при его превращении в структуру шпинели увеличилась примерно в два раза. Это изменение аналогично изменению, отмеченному в мантии³.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Adams R. D.* (1971). Reflections from discontinuities beneath Antarctica. *Bull. Seism. Soc. Am.* 61, 1441—1451.
- Akimoto S.*, and *H. Fujisawa* (1965). Demonstration of the electrical conductivity jump produced by the olivine-spinel transition. *J. Geophys. Res.* 70, 443—449.
- Anderson D. L.* (1967). A seismic equation of state. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 13, 9—30.
- Anderson O. L.* (1965). Two methods of estimating compression and sound velocity at very high pressures. *Proc. Nat. Acad. Sci.* 54, 667—673.
- Anderson O. L.* (1966a). Seismic parameter σ : Computation at very high pressure from laboratory data. *Bull. Seism. Soc. Am.* 56, 725—731.
- Anderson O. L.* (1966b). The use of ultrasonic measurements under modest pressure to estimate compression at high pressure. *J. Phys. Chem. Solids* 27, 547—565.
- Anderson O. L.* (1966c). A proposed law of corresponding states for oxide compounds. *J. Geophys. Res.* 71, 4963—4971.
- Anderson O. L.* (1972). Patterns in elastic constants of minerals important to geophysics. In: E. C. Robertson (ed.), „The Nature of the Solid Earth“, pp. 575—613. McGraw-Hill, New York.
- Anderson O. L.* and *R. Liebermann* (1970). Equations for the elastic constants and their pressure derivatives for three cubic lattices and some geophysical applications. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 61—85.
- Anderson O. L.* and *J. E. Nafe* (1965). The bulk modulus-volume relationship for oxide compounds and related geophysical problems. *J. Geophys. Res.* 70, 3951—3963.
- Anderson O. L.*, *E. Schreiber*, *R. Liebermann*, and *N. Soga* (1968). Some elastic constant data on minerals relevant to geophysics. *Rev. Geophys.* 6, 491—524.
- Anderson O. L.* and *N. Soga* (1967). A restriction to the law of corresponding states. *J. Geophys. Res.* 72, 5754—5757.
- Archanbeau C. B.*, *E. A. Flinn*, and *D. G. Lambert* (1969). Fine structure of the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 74, 5825—5866.
- Banks R. J.* (1969). Geomagnetic variations and the electrical conductivity of the upper mantle. *Geophys. J.* 17, 457—487.

¹ Runcorn [1955]; Tozer [1959]; Bullard [1967].

² Bradley et al. [1962]; Akimoto, Fujisawa [1965].

³ См. также Tozer [1959]; Bullard [1967]; Banks [1969].

- Birch F.* (1939). The variation of seismic velocities within a simplified earth model in accordance with the theory of finite strain. *Bull. Seism. Soc. Am.* 29, 463—479.
- Birch F.* (1952). Elasticity and constitution of the Earth's interior. *J. Geophys. Res.* 57, 227—286.
- Birch F.* (1954). The earth's mantle: Elasticity and constitution. *Trans. Am. Geophys. Union* 35, 79—85, 97—98.
- Birch F.* (1960). The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars. *I. J. Geophys. Res.* 65, 1083—1102.
- Birch F.* (1961a). The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars. *2. J. Geophys. Res.* 66, 2199—2224.
- Birch F.* (1961b). Composition of the earth's mantle. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 4, 295—311.
- Bolt B. A.* (1969). PdP and PKiKP waves and diffracted PcP waves. (Preprint.).
- Bolt B. A., M. O'Neill, and A. Qamar* (1968). Seismic waves near 110°: Is structure in core or upper mantle responsible? *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 16, 475—487.
- Bradley R. S., A. K. Jamil, and D. C. Munro* (1962). Electrical conductivity of fayalite and spinel. *Nature* 193, 965—966.
- Bullard E. C.* (1967). Electromagnetic induction in the earth. *Quart. J. Roy. Astron. Soc.* 8, 143—160.
- Bullen K. E.* (1936). The variation of density and the ellipticities of strata of equal density within the earth. *Mon. Not. Roy. Astron. Soc., Geophys. Suppl.* 3 395—401.
- Bullen K. E.* (1940). The problem of the earth's density variation. *Bull. Seism. Soc. Am.* 30, 235—250.
- Chinnery M. A., and N. Toksöz* (1967). P-wave velocities in the mantle below 700 km. *Bull. Seism. Soc. Am.* 57, 199—226.
- Chung D. H.* (1972). Birch's law: Why is it so good? *Science* 177, 261—263.
- Clark S. P., and A. E. Ringwood* (1964). Density distribution and constitution of the mantle. *Rev. Geophys.* 2, 35—88.
- Cleary J., and A. Hales* (1966). An analysis of the travel times of P-waves to North American stations in the distance range 32° to 100°. *Bull. Seism. Soc. Am.* 56, 467—489.
- Davies G. F.* (1974). The effects of polymorphic phase transitions on elasticity. *Earth Planet. Sci. Letters* (In press.)
- Engdahl E. R., and E. A. Flinn* (1969). Seismic waves reflected from discontinuities within Earth's upper mantle. *Science* 163, 177—179.
- Evernden J.* (1958). Finite strain theory and the earth's interior. *Geophys. J.* 1, 1—8.
- Gilvarry J. J.* (1957). Temperature-dependent equations of state of solids. *J. Appl. Phys.* 28, 1252—1261.
- Griggs D.* (1954). Discussion at symposium on the Earth's mantle. *Trans. Am. Geophys. Union* 35, 93—94.
- Gutenberg B.* (1958). Velocity of seismic waves in the earth's mantle. *Trans. Am. Geophys. Union* 39, 486—489.
- Gutenberg B.* (1959a). „Physics of the Earth's Interior“. Academic, New York. 240 pp.
- Gutenberg B.* (1959b). The asthenosphere low-velocity layer. *Ann. Geofisica* 12, 439—460.
- Hales A. L., J. Cleary, H. Doyle, R. Green, and J. Roberts* (1968). P-wave station anomalies and the structure of the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 73, 3885—3896.
- Hales A. L., and J. L. Roberts* (1970). Shear velocities in the lower mantle and the radius of the core. *Bull. Seism. Soc. Am.* 60, 1427—1426.
- Helmberger D., and R. A. Wiggins* (1971). Upper mantle structure of mid-western United States. *J. Geophys. Res.* 76, 3229—3245.
- Jeffreys H.* (1937). On the materials and density of the earth's crust. *Mon. Not. Roy. Astron. Soc., Geophys. Suppl.* 4, 50—61.

- Jeffreys H.* (1939). The times of P, S, and SKS and the velocities of P and S. *Mon. Not. Roy. Astron. Soc., Geophys. Suppl.* 4, 498—533.
- Jeffreys H.* (1959). „The Earth“, 4th ed. Oxford Univ. Press, London. 420 pp.
- Johnson L.* (1967). Array measurements of P velocities in the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 72, 6309—6325.
- Johnson L.* (1969). Array measurements of P velocities in the lower mantle. *Bull. Seism. Soc. Am.* 59, 973—1008.
- Julian B., and D. L. Anderson* (1968). Travel times, apparent velocities and amplitudes of body waves. *Bull. Seism. Soc. Am.* 58, 339—366.
- Kanamori H.* (1967). Upper mantle structure from apparent velocities of P waves recorded at Wakayama microearthquake observatory. *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.* 45, 657—678.
- Lahiri B. N., and A. T. Price* (1939). Electromagnetic induction in non-uniform conductors, and the determination of the conductivity of the earth from terrestrial magnetic variations. *Phil. Trans. Roy. Soc. London* A237, 509—540.
- Liebermann R. C.* (1970). Velocity-density systematics for the olivine and spinel phases of Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 . *J. Geophys. Res.* 75, 4029—4034.
- Liebermann R. C.* (1972). Compressional velocities of polycrystalline olivine, spinel and rutile minerals. *Earth Planet. Sci. Letters* 17, 263—268.
- Liebermann R. C.* (1973). Elastic properties of polycrystalline SnO_2 and GeO_2 : Comparison with stishovite and rutile data. *Phys. Earth Planet. Interiors* 7, 461—465.
- Liebermann R. C.* (1974). Elasticity of pyroxene-garnet and pyroxene-ilmenite phase transformations in germanates. *Phys. Earth Planet. Interiors* 8, 361—374.
- Liebermann R. C., and A. E. Ringwood* (1973). Birch's law and polymorphic phase transformations. *J. Geophys. Res.* 78, 6926—6932.
- Magnitsky V. A., and V. A. Kalinin* (1959). The properties of the earth's mantle and the physical properties of the transition layer. *Bull. Acad. Sci. USSR. Geophys. Ser. No. 1—6*, 49—54.
- McDonald K. L.* (1957). Penetration of the geomagnetic secular variation through a mantle with variable conductivity. *J. Geophys. Res.* 62, 117—141.
- McQueen R. G., J. Fritz, and S. P. Marsh* (1964). On the composition of the earth's interior. *J. Geophys. Res.* 69, 2947—2965.
- Miki H.* (1955). Is the Layer-C (413-1000 km) inhomogeneous? *J. Phys. Earth* 3, 1—6.
- Mizulani H., Y. Hamano, and S. Akimoto* (1972). Elastic-wave velocities of polycrystalline stishovite. *J. Geophys. Res.* 77, 3744—3749.
- Mizulani H., Y. Hamano, Y. Ida, and S. Akimoto* (1970). Compressional wave velocities of fayalite, Fe_2SiO_4 spinel and coesite. *J. Geophys. Res.* 75, 2741—2747.
- Murnaghan F. C.* (1937). Finite deformations of an elastic solid. *Am. J. Math.* 59, 235—260.
- Murnaghan F. C.* (1944). The compressibility of media under extreme pressures. *Proc. Nat. Acad. Sci.* 30, 244—247.
- Niazi M., and D. L. Anderson* (1965). Upper mantle structure of western North America from apparent velocities of P waves. *J. Geophys. Res.* 70, 4633—4640.
- Nuttli O. W.* (1969). Travel times and amplitudes of S waves from nuclear explosions in Nevada. *Bull. Seism. Soc. Am.* 59, 385—398.
- Press F.* (1970). Earth models consistent with geophysical data. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 3—22.
- Rikitake T.* (1951). Electromagnetic induction within the earth and its relation to the electrical state of the earth's interior. *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo* 28, 45, 219.
- Ringwood A. E.* (1970). Phase transformations and the constitution of the mantle. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 109—155.
- Runcorn S. K.* (1955). The electrical conductivity of the earth's mantle. *Trans. Am. Geophys. Union* 36, 191—198.
- Shankland T. J.* (1972). Velocity-density systematics: Derivation from Debye theory and the effect of ionic size. *J. Geophys. Res.* 77, 3750—3758.
- Shima M.* (1956). On the variation in bulk modulus in the mantle. *J. Phys. Earth* 4, 7—10.

- Shimazu Y.* (1958). A chemical phase transition hypothesis on the origin of the C-layer within the mantle of the earth. *J. Earth Sci. Nagoya Univ.* 6, 12—30.
- Simmons G.* (1964a). Velocity of shear waves in rocks to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.* 69, 1123—1130.
- Simmons G.* (1964b). Velocity of compressional waves in various minerals at pressures to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.* 69, 1117—1121.
- Simmons G.*, and *A. W. England* (1969). Universal equations of state for oxides and silicates. *Phys. Earth Planet. Interiors* 2, 69—76.
- Simpson D. W.*, *R. Mereu*, and *D. King* (1974). An array study of P-wave velocities in the upper mantle and transition zone beneath northeastern Australia. *Bull. Seism. Soc. Am.* (In press.)
- Soga N.* (1971). Sound velocity of some germanate compounds and its relation to the law of corresponding states. *J. Geophys. Res.* 76, 3983—3989.
- Tozer D. C.* (1959). Electrical properties of the earth's interior. In: *L. Ahrens, F. Press, K. Rankama, and S. Runcorn* (eds.), „Physics and Chemistry of the Earth“, vol. 3, chap. 8, pp. 419—436. Pergamon, London.
- Verhoogen J.* (1953). Elasticity of olivine and constitution of the earth's mantle. *J. Geophys. Res.* 58, 337—346.
- Wada T.* (1960). On the physical properties within the B-layer deduced from olivine model and on the possibility of polymorphic transition from olivine to spinel at the 20° discontinuity. *Bull.* 37, Disaster Prevention Institute, University of Kyoto, pp. 1—20.
- Wang C. Y.* (1967). Phase transitions in rocks under shock compression. *Earth Planet. Sci. Letters* 3, 107—113.
- Wang C. Y.* (1969). Equation of state of periclase and some of its geophysical implications. *J. Geophys. Res.* 74, 1451—1456.
- Wang C. Y.* (1970). Density and constitution of the mantle. *J. Geophys. Res.* 75, 3264—3284.
- Whitcomb J. H.*, and *D. L. Anderson* (1970). Reflection of P' P' seismic waves from discontinuities in the mantle. *J. Geophys. Res.* 75, 5713—5728.
- Williamson E. D.*, and *L. H. Adams* (1923). Density distribution in the earth. *J. Washington Acad. Sci.* 13, 413—428.
- Wright C.*, and *J. Cleary* (1972). P wave travel-time measurements for the Warramunga seismic array and lower mantle structure. *Phys. Earth Planet. Interiors* 5, 213—230.

Глава 10

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ФАЗОВЫХ ПРЕВРАЩЕНИЙ МАНТИИ

10-1. ВВЕДЕНИЕ

Согласно гипотезе Бёрча требуется, чтобы при *P-T*-условиях, эквивалентных условиям на глубинах 400—900 км, основные минералы верхней мантии (оливины, пироксены и гранаты) становились неустойчивыми и переходили в новую ассоциацию плотно упакованных фаз «окислов», обладающих упругими свойствами и плотностями, необходимыми для объяснения особенностей нижней мантии. Следует напомнить, что хотя в гипотезе Бёрча казалось предусмотрены наиболее обоснованные доступные объяснения упругих свойств мантии, тем не менее ее основные выводы исходили из предположения сравнительно простого уравнения состояния. Хотя это уравнение давало очень хорошее описание сжимаемости щелочных металлов, его применимость к структурно более сложным

соединениям, таким как окислы и силикаты, не была доказана. Исследователи, подвергавшие сомнению это уравнение состояния, соответственно предпочитали другие интерпретации строения нижней мантии. Наиболее распространенная альтернативная гипотеза предполагала, что нижняя мантия состоит из смеси металлического железа и оливина. В других интерпретациях высказывалось предположение, что аномальные упругие свойства нижней мантии объясняются изменением связи от ионной на ковалентную, негидростатическими условиями или исключительно изменениями химического состава¹.

Очевидно, что прежде, чем считать гипотезу Бёрча окончательно установленной, следовало бы подтвердить ее экспериментальными методами, что являлось трудной задачей. Давления в интервале глубин 400—900 км изменяются от 130 до 430 кбар, а температуры вероятно достигают 1500—3000°С. Экспериментальных методов, способных обеспечить подобные условия, не существовало. Превращения под давлением в мафических и ультрамафических силикатных минералах не были известны, хотя Бриджмэн [1945] выражал уверенность, что они будут обнаружены. Обнадеживающий результат появился с первыми экспериментами Козса [1953, 1955] и его успешным синтезированием устойчивой при высоком давлении новой полиморфной модификации кварца — «коэсита», имеющего плотность 2,91 г/см³. Тем не менее предпринимались большие усилия, чтобы доказать на основании динамики решеток невозможность некоторых ранее предсказанных фазовых превращений (например, переход оливин — шпинель)².

Очевидно, что в пятидесятых годах доказательства, основанные на гипотезе Бёрча, могли быть обеспечены только косвенными методами с помощью информации, полученной в условиях относительно низких давлений. К таким методам относились сравнительная кристаллохимия, а также изучение модельных систем с помощью термодинамики и непосредственных экспериментов в пределах доступного уровня давления. Мы рассмотрим достаточно подробно, как использовались эти способы. Несмотря на то, что в более поздние годы были разработаны прямые статистические экспериментальные методы воспроизведения *P-T*-условий, существующих в Земле примерно до 600 км в глубину, эти косвенные методы продолжают сохранять свою ценность для понимания роли фазовых превращений в мантии ниже 800 км.

10-2. КОСВЕННЫЕ МЕТОДЫ

Если действительно главная роль в мантии принадлежит фазовым переходам, тогда важно знать минеральные фазы, устойчивые при высоком давлении. Ниже рассматриваются три ряда фактов, имеющих отношение к этой проблеме.

¹ Evernden [1958]; Magnitsky and Kalinin [1959]; Shimazu [1958]; Wada [1960 a].

² Miki [1955]; Shimazu [1958]; Wada [1960a].

В последние годы увеличился объем экспериментальных наблюдений за фазовыми превращениями при высоких давлениях, что позволило достичь некоторых широких кристаллохимических обобщений. Важным результатом этих наблюдений явилось обнаружение тенденции фаз высокого давления кристаллизоваться в уже известные структуры. При исследованиях в лаборатории автора около 90 фазовых переходов при высоком давлении в силикатах, германатах и родственных оксидах примерно только 10% превратились в неизвестные или не связанные близко с уже известными структурами. Это, учитывая большое количество и комплексность существующих силикатных и германатных структур, является удачным обстоятельством, которое нельзя было предвидеть до экспериментов при высоких давлениях. Такое положение сильно упрощает рассмотрение возможных структурных видов, которые могли бы быть приняты данным соединением, когда оно в условиях высокого давления претерпевает фазовые превращения.

Вторым фактором является простое термодинамическое условие — устойчивая при высоком давлении полиморфная модификация будет иметь большую плотность, чем образовавшаяся при более низком давлении фаза. Это еще дополнительно сужает диапазон возможных структур, которые могли быть приняты. Для определения плотностей возможных полиморфных модификаций высокого давления существуют несколько способов. Выясняется, что эти плотности систематически связаны с такими особенностями, как длины связей между катионами и анионами и плотностями изохимических смесей окислов. Примеры использования этих методов рассматриваются в разделах 11-9 (см. рис. 11-14) и 12-6 (см. рис. 12-13).

Третий фактор также вытекает из кристаллохимических соображений. Гольдшмидт и его сотрудники доказали решающую роль отношения радиусов — $R_{\text{cation}}/R_{\text{anion}}$ в определении структур неорганических соединений. Таким образом в трехкомпонентных соединениях окислов $A_x B_y O_z$ данной стехиометрии, когда отношения радиусов R_A/R_O и R_B/R_O показаны в зависимости друг от друга, обнаруживается, что структуры данного вида попадают в точно определенные участки (например, см. рис. 12-4), которые могут интерпретироваться, исходя из простой геометрической упаковки анионов вокруг катионов, наряду с нейтрализацией заряда или другими условиями связи. Если кристалл подвергается высокому давлению и сжатию, «эффективные» радиусы могут различно сокращаться, изменяя таким образом отношения и условия упаковки. Когда эти отношения радиусов достигают определенных критических значений, могут иметь место переходы в новую фазу.

Не исключено, что в соединениях окислов уменьшение под воздействием давления крупных анионов кислорода (радиус 1,40Å)¹ обычно сравнительно больше, чем меньших по размеру катионов, например, Mg^{++} (0,72Å) и Si^{4+} (0,26Å)¹. Соответственно отношения

¹ Ионные радиусы по Шэннону и Превитту [1969].

радиусов $R_{\text{cation}}/R_{\text{oxygen}}$ увеличиваются с ростом давления и, когда они достигают критического значения, происходит переход в новую устойчивую фазу высокого давления.

Это сокращение более сложное, чем простое дифференцированное сжатие. Возможно оно объясняется как деформацией ионов, так и изменениями характера химической связи, вызванными давлением. Средняя поляризуемость¹ иона O^{2-} составляет $3,1 \times 10^{-24}$, по сравнению с $0,043 \times 10^{-24}$ см³ для Si^{4+} и $0,12 \times 10^{-24}$ см³ для Mg^{2+} . Таким образом кислородный ион значительно легче переходит в несферические формы, что выражается в уменьшении его «эффективного радиуса» и увеличении «отношения эффективного радиуса» катиона к аниону кислорода.

Уже отмечалось, что сжатие может вызвать увеличение ковалентного компонента химической связи в окислах. Это проявляется в виде возросшей концентрации электронов между ионами и сокращении длины связи. Например, длина ионной связи $Mg^{2+}-O^{2-}$ составляет 2,10 Å по сравнению с 1,95 Å для атомной связи² $Mg-O$.

Большую важность имеет положение минимума плотности электронов, который обозначает номинальную точку контакта ионов или атомов,двигающихся по мере возрастания связи ковалентного компонента ближе к атому кислорода. Это влечет за собой увеличение отношения радиусов металла к кислороду. Таким образом идеальное отношение ионных радиусов Mg^{2+}/O^{2-} составляет 0,5 по сравнению с 2,7 для соответствующего идеального отношения атомных радиусов. Естественно, что даже сравнительно небольшое изменение в характере связи металл—кислород оказывает большое влияние на отношение эффективных радиусов.

Следствием увеличения отношения эффективных радиусов металл—кислород с ростом давления является то, что при наличии собственного высокому давлению фазового перехода устойчивая в этих условиях полиморфная модификация почти всегда принадлежит к классу структур, характеризующихся по сравнению с типичными для низкого давления структурами более высокими отношениями радиусов катионов к анионам. Поскольку рост отношения радиусов катионов к анионам также приводит к более высоким координационным числам и тем самым к структурам большей плотности, очевидно, что термодинамический фактор через условие $P\Delta v$ в свободной энергии, также действует в том же направлении, что и изменение в отношении радиусов с давлением.

Как уже отмечалось на основании экспериментов, существует вероятность того, что новая фаза высокого давления будет относиться к известному кристаллоструктурному виду. Дальнейшие выводы о том, что структура высокого давления вероятно относится к классу, характеризующемуся более высоким отношением радиусов катионов к анионам и обязательно, в силу термодинамических

¹ Born and Heisenberg [1924].

² Magnitsky, Kalinin [1959]; Wada [1960b]; Drickamer [1963]; Neuhaus [1968]; Amoros, San Miguel [1968]; Magnitsky, Kalinin [1959].

соображений, будет плотнее структуры низкого давления, дают наиболее важные ориентиры для предположения о том, в какие виды структур может перейти данная фаза. Очевидно, что подобные взаимозависимости говорят о желательности изучения поведения большого разнообразия окислов при доступных давлениях с тем, чтобы можно было адекватно исследовать взаимосвязи силикатов с другими видами изостехиометрических окислов. В следующих главах будет уделено особое внимание изучению взаимосвязей между силикатами и германатами. Но иногда полезно отойти несколько в сторону и рассмотреть кристаллохимию манганатов, титанатов, станнатов и плумбатов. Будет показано, что превращения при высоком давлении, какие можно ожидать в глубинах Земли, не принадлежат к таинственному и непредсказуемому классу явлений, а могут легко интерпретироваться и систематизироваться как структуры, основанные на большом количестве данных сравнительной кристаллохимии, которые были получены за последние 50 лет как при атмосферном давлении, так и при давлении до 100 кбар.

Германаты, как модели устойчивых при высоких давлениях силикатов. Кристаллохимические взаимосвязи между германатами и силикатами впервые были освещены в классической работе Гольдшмидта [1931]. Оба элемента—кремний и германий—легко образуют четырехвалентные ионы, которые имеют сходные наружные электронные структуры и радиусы¹ (Si^{4+} — 0,26 Å; Ge^{4+} — 0,40 Å). Соответственно кристаллохимические особенности силикатов и германатов очень близки.

За небольшим исключением соответствующие силикаты и германаты обычно изоструктурны и при подъеме температур могут обнаружить полную твердофазную растворимость друг в друге. Для иллюстрации в табл. 10-1 приводятся изоструктурные германаты и силикаты, проявляющие большое разнообразие структур. Итак, если бы можно было синтезировать германат с новой структурой, то появилась бы обоснованная вероятность, что при соответствующих *P-T*-условиях был бы устойчив аналогичный изоструктурный силикат. Таким образом обнаружение фазового перехода в конкретном германате может указывать на существование при соответствующих *P-T*-условиях подобного перехода в аналогичном силикате.

Взаимосвязь полезна для использования. Возможно, что германаты часто ведут себя как устойчивые при высоких давлениях модели соответствующих силикатов. Если при определенном давлении для германата обнаружен какой-либо фазовый переход, такой же переход наблюдается и у аналогичного силиката, но при значительно большем давлении. Обратной взаимосвязи не наблюдалось. Кроме того, в случаях проявления силикатом полиморфизма в ус-

¹ Эффективные радиусы кристаллов ближе, чем указано выше вследствие крупного ковалентного компонента в связях. Расстояния металл—кислород для тетраэдрической координации составляют Si—O—1,62 Å ; Ge—O—1,74 Å [Shannon, Prewitt, 1969].

Примеры изоструктурных силикатов и германатов.
По Рингвуду и Сибруку [1963]

Si-соединение	Ge-соединение	Структурный тип
SiO ₂	GeO ₂	Кварц
SiO ₂	GeO ₂	Рутил
MgSiO ₃	MgGeO ₃	Ортопироксен
MgSiO ₃	MgGeO ₃	Клинопироксен
CaMgSi ₂ O ₆	CaMgGe ₂ O ₆	Диопсид
Mg ₂ SiO ₄	Mg ₂ GeO ₄	Оливин
Ca ₂ SiO ₄	Ca ₂ GeO ₄	Оливин
Mn ₂ SiO ₄	Mn ₂ GeO ₄	Оливин
CaMgSiO ₄	CaMgGeO ₄	Оливин
Ni ₂ SiO ₄	Ni ₂ GeO ₄	Шпинель
CO ₂ SiO ₄	CO ₂ GeO ₄	Шпинель
Fe ₂ SiO ₄	Fe ₂ GeO ₄	Шпинель
Zn ₂ SiO ₄	Zn ₂ GeO ₄	Фенакит
Be ₂ SiO ₄	Be ₂ GeO ₄	Фенакит
ThSiO ₄	ThGeO ₄	Циркон
SrSiO ₃	SrGeO ₃	Псевдоволластонит
Li ₂ SiO ₃	Li ₂ GeO ₃	.
Li ₄ SiO ₄	Li ₄ GeO ₄	.
Na ₂ SiO ₃	Na ₂ GeO ₃	.
Sc ₂ Si ₂ O ₇	Sc ₂ Ge ₂ O ₇	Тортвейтит
Bi ₄ Si ₃ O ₁₂	Bi ₄ Ge ₃ O ₁₂	Эйлитин
BaTiSi ₃ O ₉	BaTiGe ₃ O ₉	Бенитоит
NaAlSi ₃ O ₈	NaAlGe ₃ O ₈	Полевой шпат
KAlSi ₃ O ₈	KAlGe ₃ O ₈	Полевой шпат
CaAl ₂ Si ₂ O ₈	CaAl ₂ Ge ₂ O ₈	Полевой шпат
BaAl ₂ Si ₂ O ₈	BaAl ₂ Ge ₂ O ₈	Полевой шпат
Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	Ca ₃ Al ₂ Ge ₃ O ₁₂	Гранат
Ca ₃ Cr ₂ Si ₃ O ₁₂	Ca ₃ Cr ₂ Ge ₃ O ₁₂	Гранат
Ca ₃ Fe ₂ Si ₃ O ₁₂	Ca ₃ Fe ₂ Ge ₃ O ₁₂	Гранат
NaAlSiO ₄	NaAlGeO ₄	Нефелин
KAlSi ₂ O ₆	KAlGe ₂ O ₆	Лейцит
3NaAlSiO ₄ · NaCl	3NaAlGeO ₄ · NaCl	Содалит
Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	Mg ₃ Ge ₂ O ₅ (OH) ₄	Серпентин
Ni ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	Ni ₃ Ge ₂ O ₅ (OH) ₄	Серпентин
Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	Mg ₃ Ge ₄ O ₁₀ (OH) ₂	Тальк

ловиях высокого давления, аналогичный германат, если он не проявляет такого же полиморфизма, часто обнаруживает только структуру высокого давления этой силикатной полиморфной модификации (табл. 10-2 и 10-3).

Интерпретация этой взаимосвязи может быть сделана на основе рассмотренных в предыдущем разделе кристаллохимических законов. Можно ожидать, что во время сжатия отношения «эффективных» радиусов R_{Si}/R_0 и R_{Ge}/R_0 увеличатся. Переход в новую фазу происходит, когда эти отношения радиусов достигают каких-то критических значений. Поскольку радиус Ge^{4+} при нулевом давлении уже несколько больше радиуса Si^{4+} , то для достижения кри-

Сравнительные устойчивости изоструктурных германатных и силикатных фаз (во всех случаях при одинаковой температуре германат устойчив при более низком давлении, чем силикат).
По Рингвуду [1972]

Структурный тип	Германат	Силикат
Рутил Гранат	GeO_2 $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Ge}_3\text{O}_{12}$ $\text{Na}_2\text{CaTi}_2\text{Ge}_3\text{O}_{12}$ $\text{Ca}_3\text{MgTiGe}_3\text{O}_{12}$	SiO_2 $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ $\text{Na}_2\text{MgTi}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ $\text{Ca}_3\text{MgTiSi}_3\text{O}_{12}$
Шпинель	Ni_2GeO_4 Co_2GeO_4 Fe_2GeO_4 $(\text{Mg}_{0,8}\text{Fe}_{0,2})_2\text{GeO}_4$	Ni_2SiO_4 Co_2SiO_4 Fe_2SiO_4 $(\text{Mg}_{0,8}\text{Fe}_{0,2})_2\text{SiO}_4$
Кианит Шеелит	LiAlGeO_4 Al_2GeO_5 ZrGeO_4 HfGeO_4	LiAlSiO_4 Al_2SiO_5 ZrSiO_4 HfSiO_4
Жадеит Перовскит Голландит Пирохлор	$\text{NaAlGe}_2\text{O}_6$ CaGeO_3 KAlGe_3O_8 $\text{Sc}_2\text{Ge}_2\text{O}_7$ $\text{In}_2\text{Ge}_2\text{O}_7$	$\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ CaSiO_3 KAlSi_3O_8 $\text{Sc}_2\text{Si}_2\text{O}_7$ $\text{In}_2\text{Si}_2\text{O}_7$

Таблица 10-3

Сравнение реакций распада германатов и силикатов

Реакция	Давление, кбар	Температура, °С
$2\text{FeGeO}_3 \rightarrow \text{Fe}_2\text{GeO}_4 + \text{GeO}_2$	10	700
$2\text{FeSi}_3 \rightarrow \text{Fe}_2\text{SiO}_4 + \text{SiO}_2$	100	1000
(Пироксен) \rightarrow (шпинель) + (рутил)		
$2\text{CoGeO}_3 \rightarrow \text{Co}_2\text{GeO}_4 + \text{GeO}_2$	10	700
$2\text{CoSiO}_3 \rightarrow \text{Co}_2\text{SiO}_4 + \text{SiO}_2$	100	1000
(Пироксен) \rightarrow (шпинель) + (рутил)		
$\text{NaAlGe}_3\text{O}_8 \rightarrow \text{NaAlGe}_2\text{O}_6 + \text{GeO}_2$	15	1100
$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \rightarrow \text{NaAlSi}_2\text{O}_6 + \text{SiO}_2$	28	1100
(Альбит) \rightarrow (жадеит) + (рутил, кварц)		
$3\text{KAlGe}_2\text{O}_6 \rightarrow 2\text{KAlGe}_3\text{O}_8 + \text{KAlO}_2$	<90	1000
$3\text{KAlSi}_2\text{O}_6 \rightarrow 2\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{KAlO}_2$	100	1000
(Лейцит) \rightarrow (голландит)		

тических отношений радиусов, необходимых в случае фазового перехода, германатам, требуется меньшее давление чем силикатам. Или же иначе, в связи с более высокими начальными отношениями радиусов германаты могут при нулевом давлении кристаллизоваться в такую структуру, которая достижима для силикатов при высоком давлении.

По этим причинам изучение германатов, как моделей силикатов, устойчивых при высоком давлении, дает возможность получить необходимую информацию по фазовым переходам, которые могут происходить в силикатах при давлениях, превышающих уровень, достигнутый современной аппаратурой. Существует несколько путей использования этой взаимосвязи. Первый из них чисто качественный. Систематически проводится изучение устойчивостей при высоком давлении германатных изотопов основных силикатных минералов. Было установлено, что в подавляющем большинстве случаев при испытаниях в условиях давлений до 100 кбар германаты переходят в более плотные фазы. Как отмечалось выше, существует большая вероятность того, что превращение силикатов в эти фазы будет происходить при гораздо больших давлениях. Этот факт представляет наибольшую ценность для исследовательских работ. Кроме того, по аналогии с германатами можно определить важные особенности силикатных фаз высокого давления, в частности — плотность, а также, возможно, и упругие свойства. Полученные данные можно использовать в целях интерпретации свойств нижней мантии.

Многие превращения в германатах включают полное или частичное изменение в координации ионов германия в 4—6 раз. В чистом GeO_2 это изменение координационного числа происходит при атмосферном давлении при температуре 1007°C . Но в сложных германиевых окислах при атмосферном давлении германий почти неизменно встречается в тетраэдрической координации (за исключением гидроксильных и фторсодержащих соединений). Представляется, что соединение основного окисла с GeO_2 стремится стабилизировать германий в тетраэдрической координации, что ведет к образованию «кислых» групп GeO_4^{4-} .

Вследствие относительной стабилизации групп GeO_4^{4-} в германатах по сравнению с GeO_2 для того, чтобы вызвать переход из кубической в октаэдрическую координацию в Ge требуются более высокие давления, чем для GeO_2 . Такое общее правило может быть обоснованно применено к силикатам. Это означает, что переходы в силикатах при высоком давлении, которые приводят к октаэдрической координации кремния, вероятно требуют больших давлений, чем необходимо для перехода из кубической в тетраэдрическую координацию в чистом SiO_2 . Таким образом можно ожидать, что равновесная кривая для перехода коэзит — стишовит (см. рис. 13-4) дает предел низкого давления для изменения из кубической в октаэдрическую координацию в силикатах. На сегодняшний день это правило согласуется с непосредственными наблюдениями.

Прогноз устойчивости новых фаз на основании термодинамического равновесия германат-силикатной твердофазной растворимости. Взаимосвязь между силикатами и германатами может также быть использована и в более количественном плане, чем это указывалось выше. Вследствие подобия между ионами германия и

¹ Weyl [1951, 1954].

кремния и полной твердофазной растворимости, которая обычно проявляется между изоструктурными германатами и силикатами, можно предположить, что при высоких температурах термодинамические свойства германат-силикатных твердых растворов будут не далеки от идеала¹. Это дает возможность использовать твердофазные равновесия между германатом, имеющим структуру «высокого давления» (т. е. шпинелью), и силикатом, характеризующимся структурой «низкого давления» (т. е. оливином), для расчета давления, при котором силикат переходит в структуру германата.

Этот метод был впервые применен автором при обсуждениях оливин-шпинелевых равновесий в псевдобинарной системе Ni_2GeO_4 — Mg_2SiO_4 при атмосферном давлении. Было обнаружено, что при $1500^\circ C$ Ni_2GeO_4 — шпинель растворила 9 мол. % Mg_2SiO_4 . Оказалось, что этот шпинелевый твердый раствор был в равновесии с оливиновым твердым раствором состава $(Mg_{0,40}Ni_{0,60})_2(Si_{0,55}Ge_{0,45})_{0,4}$. Твердофазное растворение Mg_2SiO_4 в Ni_2GeO_4 может быть представлено в две стадии. Во-первых, для перехода устойчивой формы (оливин) Mg_2SiO_4 в гипотетическую шпинелевую должно быть поступление энергии. Во-вторых, обе шпинели Ni_2GeO_4 и Mg_2SiO_4 претерпевают смешивание и твердофазное растворение. Между величинами (свободной) энергии, необходимой для перехода Mg_2SiO_4 из оливина в шпинель, и (свободной) энергии, участвующей в смешивании Mg_2SiO_4 и Ni_2GeO_4 , существует равновесие. Если энергия перехода велика, то тогда только небольшое количество Mg_2SiO_4 сможет поступить в твердый раствор. При низкой энергии перехода может образоваться обширный ряд твердых растворов. Из этого качественного довода ясно, что между свободной энергией перехода оливина Mg_2SiO_4 в структуру шпинели и количеством возможного между Mg_2SiO_4 и Ni_2GeO_4 твердого раствора существует взаимосвязь.

Рассмотрим Mg_2SiO_4 , как компонент обоих твердых растворов в равновесии при данной температуре, например $1500^\circ C$. Пусть μ_1 будет химическим потенциалом Mg_2SiO_4 в оливиновой фазе, а μ_2 — химическим потенциалом Mg_2SiO_4 в шпинели:

$$\mu_1 = \mu_1^0 + RT \ln a_1$$

$$\mu_2 = \mu_2^0 + RT \ln a_2,$$

где μ_1^0 — химический потенциал чистого оливина Mg_2SiO_4 при $1500^\circ C$.

μ_2^0 — химический потенциал чистой шпинели Mg_2SiO_4 при $1500^\circ C$.

a_1 — активность Mg_2SiO_4 в оливиновой твердой фазе.

a_2 — активность Mg_2SiO_4 в шпинелевой твердой фазе.

При равновесии $\mu_1 = \mu_2$, следовательно:

¹ Ringwood [1956, 1958 a].

$$\mu_2^0 - \mu_1^0 = RT \ln \frac{a_1}{a_2} = \Delta G^0$$

ΔG^0 — разница в химических потенциалах между двумя чистыми модификациями Mg_2SiO_4 (т. е. ΔG^0 является молярной свободной энергией перехода Mg_2SiO_4 между оливиновой и шпинелевой структурами при $1500^\circ C$).

Для получения необходимых для расчета ΔG^0 активностей было бы возможно произвести прямое изучение термодинамических свойств твердых растворов. Но в этом нет необходимости, если основная структура выбрана так, что кристаллохимические свойства замещающих ионов очень схожи между собой. Можно полагать, что это относится к рассматриваемому случаю с $Si=Ge$ и $Mg=Ni$ замещениями. Вероятно при высоких температурах эти твердые растворы будут вести себя почти идеально. В данном случае, согласно закону Рауля, активность иона становится равной его ионной фракции, которая представляет собой отношение числа определенных ионов к общему числу доступных для них узлов решетки, т. е.:

$$a_{Mg} = \frac{N_{Mg}}{N_{Mg} + N_{Si}} = [Mg]$$

в то время, как

$$a_{Si} = \frac{N_{Si}}{N_{Si} + N_{Ge}} = [Si].$$

В случае комплексных твердых растворов, в которых ионы Ni и Mg перемешаны в узлах октаэдрической решетки, активность¹ Mg_2SiO_4 передается через $[Mg]^2 [Si]$. Соответственно:

$$\Delta G^0 = RT \ln \left\{ \frac{[Mg_1]^2 [Si_1]}{[Mg_2]^2 [Si_2]} \right\}.$$

При подстановке значений $[Mg_1] [Si_1]$ и $[Mg_2] [Si_2]$ из определенных составов оливиновых и шпинелевых твердых растворов, находящихся в равновесии, было обнаружено, что ΔG^0 для оливин-шпинелевого перехода в Mg_2SiO_4 составляло $70\,000 \pm \pm 10\,000$ дж/моль при $1500^\circ C$. Из хорошо известного термодинамического соотношения ΔG^0 также равняется $\int_0^P \Delta v dP$, где Δv — разница молярных объемов между двумя полиморфными модификациями, а P — давление. Δv определялась несколькими кристаллохимическими методами, наиболее прямым из которых было экстраполирование параметров решеток шпинелевых твердых растворов. Полученные величины составляли $4,4 \pm 1,0$ см³.

Вследствие довольно небольших сжимаемостей и тепловых расширений рассматриваемых фаз функция $\int_0^P \Delta v dP$ примерно рав-

¹ Tempkin [1945].

на $P\Delta v$. Можно сделать поправку первого приближения, используя определенные сжимаемости и тепловые расширения. Выясняется, что соответствующее среднее значение Δv должно быть $4,0+1,0$ см³/моль. Приравнивая член $P\Delta v$ к ΔG^0 , выясняем, что давление, необходимое для перехода чистого Mg_2SiO_4 из оливниновой в шпинелевую структуру при $1500^\circ C$, должно быть $175\,000 \pm 55\,000$ кбар, что соответствует глубинам 500 ± 140 км. Таким образом, эти рассчитанные глубины находятся в пределах промежуточной зоны и перекрываются 20° сейсмическим разделом. Это явилось первым количественным доказательством, подтверждающим частную гипотезу Джеффриса—Бернала и более общую гипотезу Бёрча. В дальнейшем Рингвуд и Мэджер [1966] с успехом провели прямые эксперименты в условиях высокого давления по синтезированию обогащенных магнием силикатных шпинелей в пределах предсказанного диапазона давления.

Упомянутый выше метод был также успешно использован для предсказания появления оливин-шпинелевого перехода в Ni_2SiO_4 ¹. Экспериментально было установлено твердофазное равновесие между Ni_2GeO_4 (шпинель) и Ni_2SiO_4 (оливин). Исходя из полученных выше взаимозависимостей, разница свободной энергии между оливниновой и гипотетической шпинелевой модификациями Ni_2SiO_4 была рассчитана, как функция температуры. Молярный объем шпинели Ni_2SiO_4 получен экстраполяцией параметров решетки твердых растворов шпинели $Ni_2(GeSi)O_4$. На базе этой информации рассчитана равновесная кривая для перехода. Во время осуществления этой работы шпинелевая модификация Ni_2SiO_4 была неизвестна, и некоторые предварительные эксперименты² по синтезированию этой фазы при давлениях 95 кбар потерпели неудачу. Расчетная диаграмма фазового равновесия свидетельствует о том, что шпинель Ni_2SiO_4 должна становиться устойчивой при сравнительно низких давлениях, находящихся в пределах возможностей имеющихся в наличии простых приборов высокого давления. Соответственно были сделаны дальнейшие попытки синтезировать эту фазу. Они прошли успешно, и было обнаружено, что необходимое для стабилизации шпинели — Ni_2SiO_4 давление достаточно хорошо совпадало с предсказанной величиной³.

Успех этого метода в случаях со шпинелью Ni_2SiO_4 и богатых магнием силикатами усиливает уверенность в его применимости к другим системам, особенно к таким, которые находятся за пределами измерений современной аппаратуры прямого получения высоких давлений и температуры. Для определения возможного поведения силиката при высоком давлении существенную важность представляет то наблюдение, что данный силикат обнаруживает значительную твердофазную растворимость в структурно отличном и более плотно упакованном германате. В последующих главах подобные наблюдения будут использоваться неоднократно.

¹ Ringwood [1962a].

² Wentorf [1959].

³ Ringwood [1962 a].

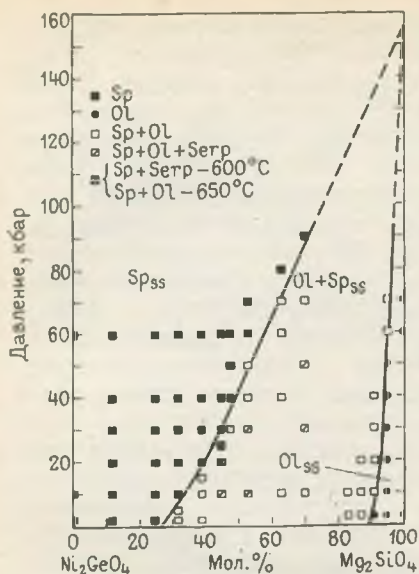


Рис. 10-1. Система Ni_2GeO_4 — Mg_2SiO_4 при температуре 600°C и давлении от 0 до 90 кбар.

По Рингвауду и Сибруку [1962а].

значения были несколько занижены. Выполненное Рингвудом [1958в], а также Рингвудом и Сибруком [1962а] аналогичное, но более широкое исследование (рис. 10-1) системы Ni_2SiO_4 — Mg_2SiO_4 в интервале давления от 0 до 90 кбар привело к следующим величинам: 130 ± 20 кбар, 600°C и изменение плотности $\geq 9\%$. Эти расчеты хорошо согласуются с данными последующих прямых экспериментов. Основной экспериментальный метод также находит широкое применение и использовался в других исследованиях (см. разд. 12-2 и 12-4).

10-3. ОБОБЩЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ КОСВЕННЫХ МЕТОДОВ, 1952—1965 гг.

Применявшиеся в геофизике экспериментальные статические приборы для создания высоких температуры и давления в период 1952—1965 гг. не могли воспроизвести условия в мантии глубже 300 км. Таким образом, данные относительно фазовых переходов в силикатах мантии на глубинах свыше 400 км, согласно гипотезе Бёрча, могли быть получены только выше приведенными косвенными методами (т. е. эксперименты проводились при давлении меньше 100 кбар).

В предыдущем разделе сделан обзор главных аспектов и достижений этих косвенных методов. В частности с их помощью по-

Методы экстраполяции. Другим методом использования германат-силикатного фазового равновесия для предсказания давлений, при которых должны бы происходить переходы в конечных членах силикатного ряда, является определение границ твердофазной растворимости данной системы в широком диапазоне давлений с последующей обычной экстраполяцией этих фазовых границ в регионы с более высоким давлением. Дэчилл и Рой [1960] использовали этот метод для получения давления оливин-шпинелевого перехода в Mg_2SiO_4 путем экстраполяции фазовых границ, определенных в системе Mg_2GeO_4 — Mg_2SiO_4 в диапазоне давления от 0 до 60 кбар. По их расчетам оливин-шпинелевый переход в Mg_2SiO_4 требовал давления 100 ± 15 кбар, температуры 530°C и изменения плотности 4,7%. Теперь известно, что эти

лучены данные о том, что оливин $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$, вероятно, наиболее распространенный минерал верхней мантии, не был устойчив при высоком давлении и на глубине 400—500 км предположительно перешел в структуру шпинели с увеличением плотности примерно на 10%¹. В дальнейшем в поддержку этого заключения говорили открытия, что малые и рассеянные компоненты естественных оливинов Fe_2SiO_4 , Ni_2SiO_4 и Co_2SiO_4 ² перешли прямо в структуры шпинели при давлении от 20 до 70 кбар и температуре около 700°С, что сопровождалось увеличениями плотности на 9—11%. Это были первые прямые переходы, обнаруженные в силикатах мантийного типа, и они рассеяли любые сомнения в том, что силикаты могли кристаллизоваться в структуру шпинели. Кроме того, тот факт, что Fe_2SiO_4 — важный компонент естественного оливина в мантии, был особенно уместен в этой ситуации.

Принципиальное открытие было сделано Стишовым и Поповой [1961], которые обнаружили, что кварц и коэсит при давлении около 100 кбар и температуре 1200°С могли перейти в новую полиморфную форму — «стишовит», имеющую структуру рутила. Большая плотность этой фазы (4,28 г/см³) обусловлена тем, что атомы кремния имели октаэдрическую координацию. Подобное открытие значительно увеличило диапазон переходов, которые могли бы произойти в более глубоких участках мантии. В частности, оно наводило на мысль о возможности новых видов разрушения минералов изоморфных рядов пироксенов и гранатов, которые по своему содержанию в верхней мантии вероятно стоят на втором месте после оливинов.

Рингвуд и Сибрук [1962b, 1963] исследовали устойчивости некоторых германатных аналогов обычных силикатов, имеющих пироксеновые и пироксеноподобные структуры. Было установлено, что при умеренном давлении все эти фазы переходили в более плотные фазы или фазовые ассоциации, позволяя предположить подобное поведение силикатов при более высоких давлениях. Термодинамические расчеты показали, что переходные давления для силикатов соответствуют давлениям промежуточной зоны. Обоснование этими косвенными экспериментами гипотезы Бёрча широко обсуждалось в серии научных работ. В них отмечалось, что обычные минералы верхней мантии такие, как оливины и пироксены действительно были неустойчивы при высоких давлениях и на глубинах 400—1000 км должны были перейти в новые фазы. Кроме того, свойства этих новых фаз, по-видимому, в достаточной мере объясняют общие физические особенности более глубоких участков мантии. Таким образом, гипотеза Бёрча в качественном отношении была в основном подтверждена, а роль фазовых переходов в мантии получила твердое основание³.

¹ Ringwood [1956, 1958a, b, c]; Dacheille, Roy [1960]; Ringwood, Seabrook [1962a];

² Ringwood [1958 b, d]; Ringwood [1962a]; Ringwood [1963].

³ Ringwood [1962b]; Mac Donald [1962]; Stishov [1962]; Ringwood [1958c]; Clark, Ringwood [1964]; Ringwood [1966].

10-4. ПРЯМЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДОВ В МАНТИИ

Несмотря на успешность косвенных методов и рассмотренные в предыдущих разделах результаты, оставались сильные побудительные причины для разработки экспериментальных способов, которые смогли бы воспроизвести *P-T*-условия промежуточной зоны и нижней мантии с тем, чтобы можно было прямо синтезировать предсказанные фазы и определять их свойства, что дало бы таким образом возможность понять мелкую структуру мантии. Кроме того, использованные методы прогнозирования фаз основывались на допущении, что силикатные фазы высокого давления будут похожи на синтезированные при сравнительно низком давлении германаты. Несмотря на то, что это обобщение часто оказывается справедливым, всегда имеется вероятность того, что силикатная фаза высокого давления может иметь структуру, для которой неизвестен германатный аналог (например, коэзит) или, что последовательность переходов с ростом давления в силикатах будет отличаться от таковой в германатах. Также существуют положения, когда исследования германатного аналога допускают для данного силиката два или более возможных типа переходов при высоком давлении. В таком случае способ модельной системы очевидно не дает окончательного и удовлетворительного ответа, и в конечном счете возникает необходимость в прямом синтезировании предполагаемых фаз.

В последние годы в этом направлении были достигнуты значительные успехи. Так, разработка методов использования ударных волн¹ дает возможность получать быстро изменяющиеся высокие давления порядка мегабар с тем, чтобы можно было непосредственно наблюдать переходы в силикатах и определить уравнения состояния фаз высокого давления. Вторым прогрессивным достижением было расширение диапазона давления статических приборов высоких температур и давлений. В настоящее время некоторые лаборатории оснащены оборудованием, которое при подъеме температуры может обеспечивать давления до 300 кбар. Это примерно эквивалентно глубинам 800 км. Уже открыто множество новых переходов, которые позволили узнать много нового о природе мантии. В ближайшие несколько лет можно ожидать значительных достижений в этой области. Прежде, чем обсуждать результаты опытов, уместно дать краткое описание некоторых употребительных в наши дни экспериментальных методов.

Статические приборы, применяемые в исследованиях при высоких *P-T*-условиях. При температурах менее 600°С скорости реакций большинства оксидов и силикатов невелики. Следовательно для достижения переходов в этих соединениях необходимо, чтобы образцы помимо высокого давления подвергались воздействию повышенных температур. Наоборот, медленный характер реконструк-

¹ Например, Mc Queen, Marsh, Fritz [1967].

тивных превращений в силикатах и окислах часто дает возможность восстановить формы высокого давления путем закалки или охлаждения до комнатной температуры, но все еще под давлением, после чего давление уменьшается, и эту модификацию в метастабильном состоянии можно удалить из прибора и изучать в лаборатории обычными методами.

Для получения диапазона давлений ниже 100 кбар широко использовались несколько видов приборов и установок, например, простой обжимный пресс, установка с цилиндрическим поршнем, ленточная установка, а также установки с четырехгранной и кубической наковальнями (анвилями)¹. Обзоры установок высокого давления и методик работ были опубликованы в книгах под редакциями Венторфа [1962], Джиардина и Ллойда [1963] и Брэдли [1969]. Поэтому в дальнейшем описании этих установок, с помощью которых было получено много экспериментальных данных, относящихся к строению верхней мантии, нет необходимости.

Давление в 100 кбар соответствует глубине мантии в 300 км. Следовательно установки такого класса не могли прямо воспроизвести давление в промежуточной зоне. Только за последние несколько лет были сконструированы установки, способные создавать давление от 100 до 300 кбар одновременно с температурами 1000°С и выше. Ниже будет дано краткое описание некоторых из них. Но перед этим следует рассмотреть вопрос калибровки давления.

Калибровка давления в конечном счете зависит от давлений, относящихся к определенным главным фазовым переходам — особенно к переходам в висмуте, таллии, барии, олове и железе. В последние годы данные по этим давлениям сильно колебались, но появились обнадеживающие признаки согласия относительно их значений в 100 кбар для переходов, что, вероятно, недалеко от истины.

В настоящей работе использованы величины, рекомендованные на симпозиуме точного определения окружающей среды высокого давления — Национального бюро стандартов США (NBS), в октябре 1968 г.: $V_{I-II} = 25,5$ кбар; $T_{II-III} = 36,7$ кбар; $V_{I-II} = 55$ кбар; $V_{III-IV} = 77$ кбар; $Sn = 96$ кбар².

Между давлениями 100 и 200 кбар отмечается нехватка надежных калибровочных точек. Большинство исследователей давление в этом участке рассчитывали с помощью определенного вида экстраполяции, используя известные точки в условиях давления ниже 100 кбар. Но поскольку до сравнительно недавнего времени в некоторых из этих точек присутствовали серьезные неточности, экстраполированные давления иногда были чрезвычайно ошибочными.

¹ Griggs, Kennedy [1956]; Goes [1962]; Boyd, England [1960]; Hall [1960]; Hall [1958]; Von Platen [1962].

² См. также Drickamer [1970].

В последующем обсуждении расчеты давлений базируются на шкале Национального бюро стандартов¹, а давления, полученные на разных видах установок, могут значительно отличаться от величин, заявленных их изобретателями. Есть надежда, что в будущем перекрестные испытания твердофазных переходов в диапазоне давлений 100—300 кбар на фоне широко признанной непрерывной взаимосвязи между давлением и плотностью для хлористого натрия облегчат проблемы калибровки.

Дополнительная проблема возникает при измерении давлений в установках внутреннего нагрева с небольшим рабочим объемом. Польза от использования «стандартных» переходов, определенных при низкой температуре, невелика, так как действие нагревателя в очень маленьком объеме ячейки высокого давления оказывает значительное влияние на распределение давления. Поэтому необходимо использовать серию вторичных эталонов — переходов, определенных в установках больших объемов при температурах, подобных температурам, которые имеют место в установках малого объема. Для этой цели пригодны переходы оливин-шпинель в Fe_2SiO_4 и Co_2SiO_4 , а также переход коэсит — стишовит. При температуре 1000°C давления для этих переходов, согласно шкале NBS, составляют 52 кбар (Fe_2SiO_4), 73 кбар (Co_2SiO_4) и 98 кбар (SiO_2)².

Первым из приборов сверхвысокого давления следует описать ленточную установку высокого сжатия Банди [1963] (рис. 10-2). Направленное внутрь движение конусообразных поршней вызывает частичное выдавливание пиррофиллитовых прокладок, что приводит к постепенному переходу опоры на конусообразные поверхности поршней и камеру давления, достигая максимума в месте, где концы поршней противостоят друг другу. В камеру высокого давления помещается устойчивый нагреватель. Образцы могут нагреваться примерно до 1000°C на продолжительное время или кратковременно до 4000°C с помощью разрядки конденсатора. Эта установка при повышенных температурах может обеспечивать давление приблизительно до 150 кбар. Впервые лента высокого давления была успешно использована в прямом синтезировании алмаза из графита (без применения катализатора) и для многих смежных исследований. Но кроме некоторой ограниченной исследовательской работы над оливин-шпинелевым переходом в петрологических экспериментах она не была использована в достаточной мере, чтобы судить об ее потенциальных возможностях³.

Миномурой и его сотрудниками сделано описание разновидности установки Дриккамера, в которой устойчивый графитовый нагреватель вставлен между поверхностями поршней. Утвержда-

¹ Lloyd [1971].

² Akimoto, Komada, Kushiro [1967]; Akimoto, Sato [1968]; Akimoto, Syono [1969].

³ Bundy [1963]; Sclar, Carrison [1966].

лось, что на этой установке можно достичь давлений около 200 кбар при температуре 800°C , но ввиду пересмотра шкалы давлений возникает сомнение в том, что смогут ли фактические давления превысить 150 кбар. Недостатком этой установки является небольшая величина извлекаемого после опыта образца, которая не достаточна для получения рентгенограммы высокого качества. Тем не менее возможности установки были наглядно продемонстрированы путем достижения частичного перехода в оливин Mg_2SiO_4 . Каван дал описание интересного прибора, с помощью которого можно подвергать высокому давлению значительные объемы. Этот прибор является дополнением к кубу Фон-Платена, в котором восемь или более соответствующей формы поршней расположены в виде сферы. Поршни могут проводить электрические провода в многогранную камеру основного давления, где может нагреваться образец, температура которого контролируется термopарами. Сфера помещается в стандартном устройстве поршневого цилиндра, давление на концах этой сферы значительно увеличивается в центральной части¹. Позже Суито [1972] описал двухъярусную модификацию этого прибора, в котором близ центра разъемно сферически размещен второй ряд из восьми кубических наковален (рис. 10-3). На этом приборе были достигнуты давления свыше 200 кбар при температурах до 1200°C .

Описание четвертого типа установок высоких температуры и давления дано Рингвудом и Мэйджером [1968, 1970]. Большинство рассматриваемых в последующих главах переходов высокого давления было обнаружено с помощью этого устройства, поэтому для него предлагается более детальное описание.

Данная установка состоит из двух наковален (анвилей) Бриджмэна (рис. 10-4), которые снабжены ячейками высокого давления, содержащими внутренние нагреватели (рис. 10-5). Главным для работы установки является конструкция ячейки давления. Центральные алундовые диски действуют как второй ряд поршней, которые удерживают образец в промежуточном алундовом кольце, служащем в качестве головки. Алундовые части поддер-

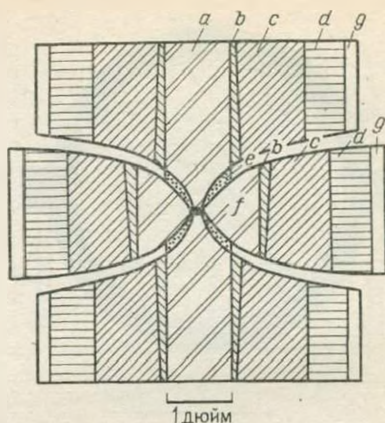


Рис. 10-2. Лепточная установка высокого давления.

a — карбидный поршень; *a* — запасное кольцо; *c* и *d* — стальные поддерживающие кольца; *e* — выдавливаемая пиррофилитовая прокладка; *f* — карбидная головка; *g* — предохранительное кольцо.
По Банди [1963]

¹ Minomura et al. [1964]; Drickamer, Balchan [1972]; Akimoto, Ida [1966]; Ringwood, Major [1970]; Kawai [1966].

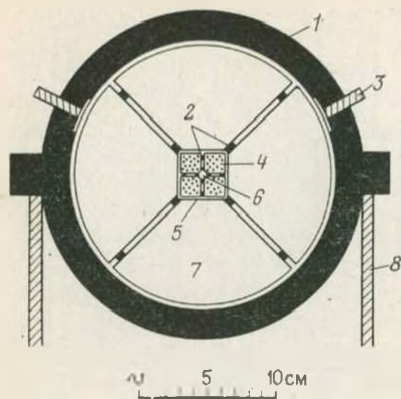


Рис. 10-3. Разъемно-сферический прибор с двухъярусным расположением наковален. Сосдинение сжимается в устройстве, поршневого цилиндра средой давления является нефть.

По Суито [1972].

1 — полусферическая резиновая оболочка; 2 — прокладка; 3 — медный электрод; 4 — кубическая наковальня; 5 — скользящая пластинка; 6 — камера для образца; 7 — упрочненная стальная наковальня; 8 — опора

живаются пирофиллитовыми кольцами, которые под давлением деформируются и вытесняются, создавая в процессе работы высокое давление, воспринимаемое алундовыми дисками. Центральный ряд дисков под давлением не претерпевает существенной деформации, что дает возможность нагревать никелевую или платиново-родиевую ленточную печь и охватывать образец в достаточной мере равномерно, и затем вынимать его после опыта. Более того устройство действует, как усилитель давления так, что давление, оказываемое на образец, центральными алундовыми дисками примерно на 60 кбар выше давления на другой стороне anvилей. Совокупность этого эффекта интенсификации давления с очень высокими средними давлениями, доступными для установок с наковальнями Бриджмэна, приводит к образованию давлений, превышающих 200 кбар. Если считать давление в 98 кбар для перехода коэзит-стишовит при температуре 1000°C , которое является основной калибровочной точкой, тогда в интервале 80—150 кбар давление на образец в отдельных опытах дается с ошибкой $\pm 10\%$. За пределами интервала 80—150 кбар погрешности в давлении становятся больше. Находясь под давлением, образец нагревается током, проходящим через никелевую ленточную цепь. Температура в центре образца поддерживается примерно на уровне 1000°C , что достаточно для протекания реакций в приемлемые промежуточные времена. В определенном с помощью данной установки фазовом равновесии температура не является независимой переменной. После окончания опыта она быстро понижается в результате прекращения подачи энергии. Затем уменьшается давление и образец извлекается для исследования оптическим и рентгеновским методами.

На всех этих установках, вследствие небольшого пространства для помещения образца и результирующих высоких температурных градиентов невозможно было точно контролировать температуру. Эта проблема была решена после разработки новых систем сверх высокого давления, основанных на anvилях Бриджмэна и способных вмещать значительно более крупные образцы вместе с термомпарами.

Нисикава и Акимото [1971] увеличили диаметр наковален Бриджмэна (см. рис. 10-4) до 1 дюйма и сконструировали новый

вид ячейки высокого давления (рис. 10-6) с тем, чтобы поместить ее между наковальнями. Это позволяет нагревать образец порядка 10—20 мг до 1200° С при давлениях до 150 кбар.

Наконец следует упомянуть о некоторых основных ограничениях описанных выше статических установок. Таковыми являются применимость к превращениям, фазы которых могут быть закалены, т. е. в которых фаза высокого давления сохраняется неизменной после охлаждения под давлением с последующим снижением его до атмосферного. Степень метастабильности этих закаленных фаз по мере увеличения давления и изменения объема перехода возрастает. При давлении 200 кбар плотность фазы высокого давления на 10% больше, чем фазы низкого давления, которая по отношению к первой является неустойчивой примерно на 500 кал/см³. Очевидно будет существовать взаимосвязь между степенью метастабильности и температурой T_c , при которой самопроизвольно происходит обратный переход в приемлемый промежуток времени (порядка несколько часов). В случае со стишовитом при температуре около 390° С в течение 6 часов наблюдается значительная степень обратного перехода в кварцевое стекло¹. В конце концов при переходах в условиях более высокого давления T_c опустится ниже 15° С и будет невозможно с помощью закалки до комнатной температуры сохранить фазы высокого давления в течение времени, достаточного для наблюдения и изучения их свойств. Эта стадия уже была достигнута для систем, по которым имеются дан-

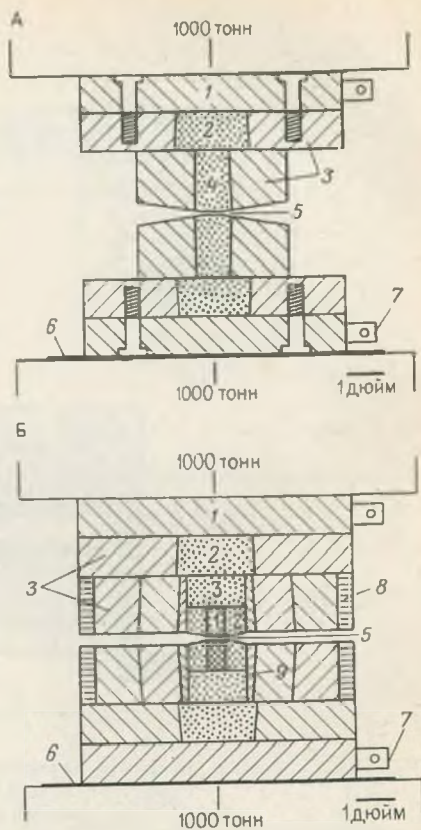


Рис. 10-4. Накováльни Бриджмэна, использованные в экспериментах Рингвада и Мэйджера (1968, 1970).

А — одиночное опорное кольцо; Б — крупная составная наковальня из составными опорными кольцами. Накováльня заполняет центральный цилиндр (1), состоящий из вещества с исключительно высоким сопротивлением сжатию, например, несвязанный карбид вольфрама (WC) или карбид титана, окруженного опорными кольцами и задней пластиной. Части (2) и (3) сделаны из более мягкого сорта карбида вольфрама (WC).

По Рингваду и Мэйджеру [1968].

1 — задняя пластина; 2 — опорная наковальня (WC); 3 — стальные опорные кольца; 4 — наковальня (WC); 5 — образец; 6 — изоляция; 7 — электрическое соединение; 8 — мягкое кольцо; 9 — вспомогательный рукав

¹ Skinner Fahey [1963].

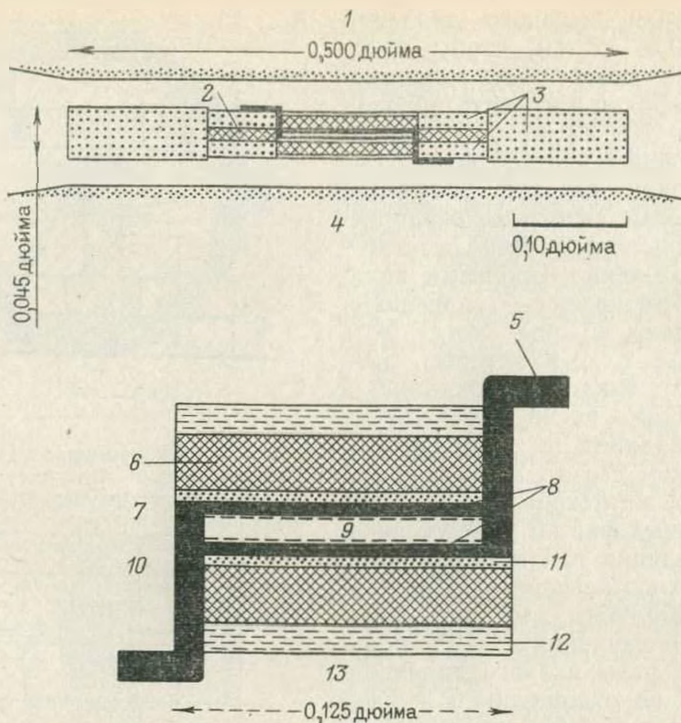


Рис. 10-5. Ячейка высокого давления с внутренним нагревом, используемая вместе с наковальнями Бриджмэна.

По Рингвуду и Мэйджеру [1968].

1 — наковальня; 2 — кольцо из плотного алунида; 3 — пирофиллитовые кольца; 4 — ячейка высокого давления; 5 — никелевый электрод 0,005 дюйма; 6 — диск из плотного алунида 0,01 дюйма; 7 — золотая фольга вокруг образца 0,0002 дюйма; 8 — никелевые ленточные нагреватели 0,002 дюйма; 9 — образец; 10 — образец 0,003—0,005 дюйма, спрессованных при 30 000 атм; 11 — диск золота 0,002 дюйма, спрессованный при 30 000 ати с порошком Al_2O_3 ; 12 — слюдяной диск 0,004 дюйма; 13 — центральная ячейка высокого давления

ные о том, что фазы высокого давления, образовавшиеся между 150—200 кбар, после снятия давления снова перешли в модификации низкого давления (см. разд. 12-4 и 12-5).

Если, согласно предположению современных исследований, подобное поведение должно быть обычным при давлении около 200 кбар, то необходимо будет отказаться от закалочной методики и осуществлять идентификацию фаз и связанные с ними измерения на месте, пока они находятся под давлением. Здесь наиболее перспективной методикой является изучение дифракции рентгеновских лучей в образце, зажато между двумя алмазными наковальнями. С помощью этого метода Бэссетту и его сотрудникам [1967] удалось при комнатной температуре получить давления около 300 кбар (рис. 10-7). Для активизации обычно медленных переходов в силикатах, предположительно происходящих при давлении свыше 200 кбар, вероятно будет необходимо нагревать

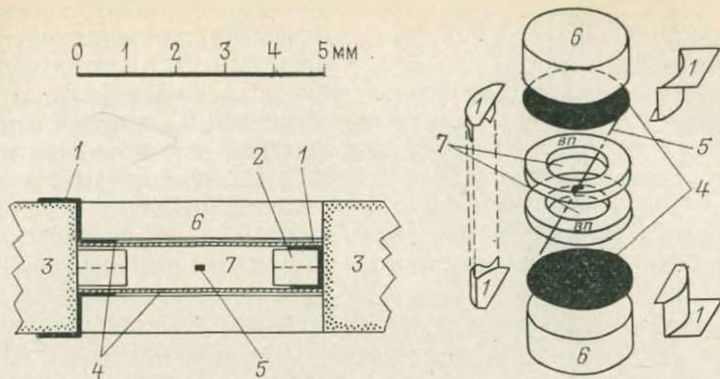


Рис. 10-6. Ячейка высоких температуры и давления для использования с наковальнями Бриджмэна диаметром в 1 дюйм.

Прокладка имеет диаметр 1 дюйм и выполнена из полуобожженного пирофиллита.

По Нисикава и Акимото [1971].

1 — электрод; 2 — кольцо (Вп); 3 — прокладка; 4 — графитовый диск-нагреватель; 5 — термopара; 6 — пирофиллитовый диск, 7 — место для образца

образцы до температуры более 800°C . В этом направлении уже имеются важные достижения. В одном из приборов внутренняя печь располагается вокруг алмазных наковален как это делается в простом обжимном прессе. С помощью этого прибора удалось достигнуть температур 800°C при давлениях около 200 кбар. В другой системе для нагревания образца (но не алмазов) до температуры около 3000°C под давлением был использован пульсирующий пучок рубинового лазера. Позже для нагревания образца до устойчивых температур в пределах $1000\text{--}2000^{\circ}\text{C}$ при давлениях, превышающих 300 кбар, применялся непрерывный иттриево-алюминиево-гранатовый лазер¹. С помощью этой системы (рис. 10-8) были получены некоторые заслуживающие интереса результаты, которые будут рассмотрены в разд. 11-5 и 12-4.

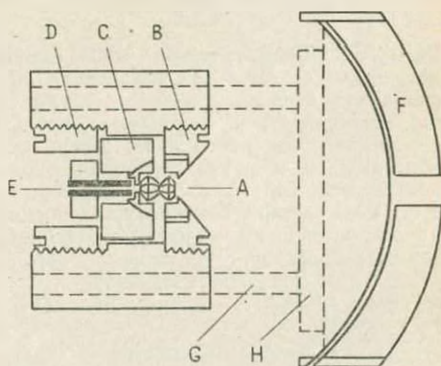


Рис. 10-7. Сечение пресса с алмазными наковальнями разработанного Бэссетом [1967].

A — алмазные наковальни; B — неподвижный поршень; C — движущийся поршень; D — направляющий винт; E — коллиматор; F — пленочная кассета; G — стержни, поднимающие кассету; H — стержни, двигающие кассету параллельно

Ударно-волновые методы. Полученные прямым или косвенным образом ударные волны могут вызывать во многих металлах,

¹ Bassett, Ming [1973]; Mao, Bell [1971]; Ming, Bassett [1974]; Liu [1974].

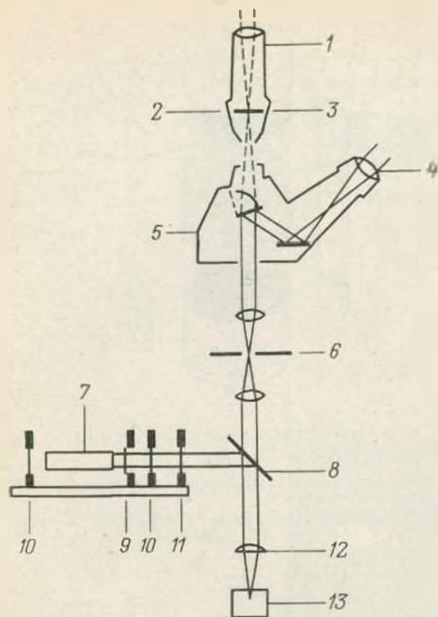


Рис. 10-8. Схематическое изображение оптической системы для нагревания образца под давлением в прессе с алмазной наковальней и с помощью сфокусированного лазерного луча. Могут использоваться как пульсирующий рубиновый лазерный луч, так и непрерывный YAG лазер. Температура определяется оптическим пирометром, на который воздействует испускаемое образцом тепловое излучение.

По Мингу и Бессету [1974] и Лью [1974]. 1 — оптический пирометр; 2 — эталонная нить; 3 — изображение образца; 4 — окуляр; 5 — головка тринокуляра; 6 — окулярная сетка; 7 — рубиновый лазер или YAG; 8 — дихроичное зеркало, 9 — затвор; 10 — зеркала; 11 — аттенуатор; 12 — микрообъектив; 13 — алмазный пресс

ной с теми же величинами перед этой волной в функциях скорости ударной волны U_s и скорости частицы или массы — U_p . Эти уравнения приводят к следующим отношениям¹ (нулевой индекс указывает на исходное состояние):

$$U_s = V_0 \left[\frac{P - P_0}{V_0 - V} \right]^{1/2}$$

$$U_p = [(P - P_0)(V_0 - V)]^{1/2}$$

$$E - E_0 = \frac{(P + P_0)(V_0 - V)}{2}$$

¹ Mc Queen, Marsh, Fritz [1967].

окислах и силикатах давления до нескольких миллионов бар. Несмотря на то, что эти давления сохраняются только в течение очень коротких отрезков времени, обычно менее микросекунды, они оказываются достаточными для измерений некоторых важных свойств. Так как давление в центре Земли составляет примерно 3,6 Мбар очевидно, что ударно-волновые методы доступными в лабораторных условиях способами полностью воссоздают режим внутреннего давления земли. Среди многих недавно опубликованных работ по ударно-волновым методам особенный практический интерес представляют статьи Райса и др. [1958], Хеймена [1966], Дорана и Линде [1966], Мак-Куина, Марша и Фритца [1967].

Основные уравнения, касающиеся распространения ударных волн, известны, как отношения Рэнкина — Югоньо. Они получаются за счет применения законов сохранения массы, количества движения и энергии через фронт ударной волны, т. е. устанавливают соотношение между давлением P , внутренней энергией E , удельным объемом V (или плотностью ρ) за ударной волной

Эти отношения дают возможность вычислить давление и энергию в веществе, претерпевшем воздействие ударной волны, как функции объема, и определить уравнение состояния Югонно этого вещества. Им является геометрическое место точек всех P — V состояний, которые могут быть достигнуты из особого начального состояния при помощи одних ударных сжатий. Путем выполнения многочисленных отдельных экспериментов с использованием ударных волн различной интенсивности делается серия расчетов P и V , что позволяет определить уравнение состояния Югонно для данного вещества. Основными объектами экспериментальных измерений являются начальная плотность (ρ_0), скорость ударной волны (U_s) и скорость частицы (U_p). Эмпирически установлено, что эти последние величины связаны соотношением:

$$U_s = C_0 + kU_p,$$

где k — постоянная, определенная опытным путем, и C_0 — гидродинамическая звуковая скорость материала при атмосферном давлении:

$$C = \left(\frac{\partial P}{\partial \rho} \right)^{1/2}.$$

Тогда давление P_H , как функция объема вдоль кривой Югонно, равняется:

$$P_H = \frac{C_0^2 (V_0 - V)}{[V_0 - k(V_0 - V)]^2}.$$

Это уравнение не учитывает прочность или упругость вещества, допуская, что она мала по сравнению с напряжениями ударной волны. Хотя обычно это допущение обосновано при значении P_H , превышающем несколько сотен килобар, оно не всегда оправдано¹.

В то время, как эксперименты с ударными волнами дают возможность сравнительно прямо и точно определить значения P и V вдоль кривой Югонно, определение соответствующей температуры является менее прямым и точным, требуя дополнительных данных из уравнения состояния испытуемого вещества. Температурный градиент вдоль кривой Югонно по сравнению с адиабатой более высокий, так как включает всю энергию, как внутреннюю, так и кинетическую. Чем более сжимаемо исходное вещество, или чем больше начальная пористость, тем выше температуры от воздействия ударных волн.

Мак-Куин, Марш и Фритц [1967]² на основе метода Югонно сделали определения для ряда горных пород и минералов, имеющие большое значение для геофизических исследований. Эти эксперименты послужили неоценимым исходным материалом для

¹ Например, ударное сжатие корунда, Ahrens et al. [1969].

² См. также Mc Queen Marsh [1966].

многих интерпретационных научных статей, касающихся преобразования данных по ударным волнам и их использованию к строению нижней мантии¹.

Мак-Куин с сотрудниками продемонстрировали, что многие горные породы и минералы претерпевали основные фазовые переходы при давлениях в несколько сотен килобар. Среди них были главные минералы верхней мантии — оливины и пироксены. Тщательно изученная порода — это дунит Туин-Систерс (рис. 10-9). Разброс опытных точек вызывает представление об экспериментальной ненадежности. Область ниже 700 кбар интерпретируется как участок смешанных фаз, в котором фазовые переходы не достигли завершения. Выше 800 кбар точки получения данных, интерпретируются как относящиеся к единой фазе высокого давления. Очевидно, важно определить особенности этой фазы, в частности, плотность ρ_0 и гидродинамическую скорость звука C_0 , которыми обладала бы эта фаза, если бы была возможность сохранить при атмосферном давлении структуру высокого давления.

Определение этих свойств включает несколько стадий, каждая из которых вносит значительные неточности. Во-первых, кривая, представляющая собой необработанную кривую Югонно фазы высокого давления, подогнана к экспериментальным точкам в районе единственной фазы. Хотя на рис. 10-9 экспериментальное рассеяние не велико, но для некоторых других пород и минералов наблюдался значительно больший разброс. Кроме того, неточность в размещении необработанной кривой Югонно возможно также объясняется субъективными суждениями о положении границы между режимами смешанной фазы и фазы высокого давления, а также допущением однородности в режиме фазы высокого давления. Фазовые переходы в этом районе, сопровождаемые незначительными изменениями плотности, очень трудны для определения, но они оказывают большое влияние на наклон кривой Югонно. В случае с дунитом Туин-Систерс имеется довольно большое количество точек получения данных, что сводит неточности до минимума, и достаточно хорошо обосновывает положение необработанной кривой Югонно. Но это не относится к другим исследованным породам и минералам.

Как уже отмечалось, температура вдоль кривой Югонно увеличивается быстрее, чем вдоль адиабаты. Для многих геофизических задач желательнее превратить данные необработанной кривой Югонно в метастабильную кривую Югонно² — представляющую собой геометрическое место точек P - ρ - T , которым бы следовала фаза высокого давления, если бы была возможность использовать ее, как метастабильное образцовое вещество для экспери-

¹ Mc Queen et al. [1964, 1967]; Birch [1961, 1964]; Takeuchi, Kanamori [1966]; Wang [1967, 1968, 1969]; Anderson, Kanamori [1968]; Knopoff, Shapiro [1969]; Shapiro, Knopoff [1969]; Davies, Anderson [1971]; Ahrens, Anderson, Ribgwood [1969]; Davies, Gaffney [1973].

² Mc Queen, Marsh and Fritz [1967].

ментов с ударными волнами. Помимо других величин это превращение требует расчета энергии перехода между фазами высокого и низкого давления.

Имея полученное методом Югонно метастабильное значение $P-\rho$ для фазы высокого давления, переходят ко второй стадии — превращение его применительно к адиабатическим и изотермальным условиям (см. рис. 10-9)¹. Для этих превращений необходимо знать уравнение состояния фазы высокого давления, в частности, объемную зависимость параметра Грюнайзена. Указывалось², что последнее соотношение требует знания производной давления модуля сдвига $d\mu/dP$. Большинство методов преобразования данных ударно-волнового метода допускали «правильное» поведение $d\mu/dP$, довольно аналогичное правильному поведению dK/dP , которое рассматривалось в разд. 9-4. Недавно с помощью

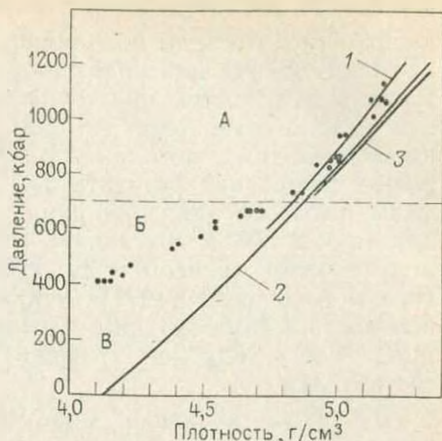


Рис. 10-9. Кривая зависимости давления и плотности Туин-Систерс дунита под давлением ударного сжатия.

По Мак-Куну, Маршу и Фритцу [1967]. Режим высокого давления (А) представлен кривой Югонно (1) вещества, полностью превращенного в фазу высокого давления с плотностью нулевого давления, полученной путем экстраполяции на основе теории конечных деформаций и эмпирического соотношения $\Phi-\rho$. Режим смешанной фазы (Б) представляет собой состояние неполного превращения в фазу высокого давления. Метастабильная кривая Югонно (2) и адиабата (3) для фазы высокого давления размещены в районе, где $P=0$ и $T=25^\circ\text{C}$ (В). Изотерма (не показана) почти полностью совпадает с адиабатой. По Аренсу и др. [1969].

ультразвуковых измерений было установлено, что $d\mu/dP$ напротив имеет тенденцию изменяться сравнительно широко и неправильно³. Это положение вводит в расчет адиабатических и изотермических кривых еще один источник неточности.

После преобразования экспериментальных данных в режиме высокого давления (рис. 9-10) в изотермы или адиабаты, следующей стадией является экстраполяция соотношения $P=\rho$ обратно к атмосферному давлению с тем, чтобы получить плотность при нулевом давлении ρ_0 . Для этого необходимо обратиться к уравнению состояния. Одним из методов является подгонка уравнения второго порядка Бёрча-Мюрнагана к этим данным. Установлено, что полученные таким способом значения ρ_0 довольно чувствительны к небольшим ошибкам в расположении изотермы. Соот-

¹ Ahrens, Anderson and Ringwood [1969]; Takeuchi, Kanamori [1966]; Wang [1967, 1968, 1969]; Anderson, Kanamori [1968]; Knopoff, Shapiro [1969].

² Knopoff and Shapiro [1969].

³ Knopoff, Shapiro [1969]; Anderson, Lieberman [1970].

ответственно вводятся дополнительные ограничения для ρ_0 . Также необходимо чтобы ρ_0 подчинялось закону зависимости скорости и плотности Бёрча или уравнению состояния Андерсона (разд. 9-4). Расчеты плотностей при нулевом давлении фаз высокого давления ударно-волновыми методами были выполнены с использованием различных методик¹. Во многих случаях наблюдалось хорошее совпадение результатов. Так, Ванг считает, что плотность фазы высокого давления дунита Тунн-Систерс при атмосферном давлении и 300°K составляет 4,1 г/см³, по сравнению с 4,12 г/см³, полученными Аресом и др. [1969] и 3,94 г/см³ по данным Дейвиса и Андерсона [1971]. Эти авторы отмечают, что полученная плотность весьма сходна с плотностью, которую будет иметь смесь MgO+FeO+SiO₂ (как стишовит), эквивалентная по химическому составу дуниту.

В предшествовавшей дискуссии упоминались некоторые из неточностей, содержащихся в данных, полученных с помощью ударно-волнового метода. Об этом не следует забывать при применении этих данных для геофизических целей. В то же время не следует им придавать и слишком большого значения. В отдельных случаях, где это возможно, надо проверять методы, использованные в преобразовании ударно-волновых данных, например, рассчитывая плотности при нулевом давлении MgO, Al₂O₃ и SiO₂ из данных ударных волн при высоком давлении. Расчетные данные должны вполне согласовываться с наблюдаемыми плотностями². Хотя определение неточностей занятие рискованное, представляется, что в благоприятных случаях плотность при нулевом давлении вероятно будет точной в пределах $\pm 5\%$, в то время для большинства случаев максимальная ошибка вряд ли превысит 10%. Эти расчеты допускают использование высококачественных ударно-волновых данных, полученных экспериментальным путем.

Недавно Дейвис и Гаффни [1973] применили другой способ интерпретации ударно-волновых данных. Их методика по существу противоположна выше указанной. Кривые Югонио серии возможных полиморфных модификаций высокого давления определялись с использованием кристаллохимических вычислений ρ_0 (разд. 11-9 и 12-6) совместно с полуэмпирическими $K=\rho$ соотношениями (разд. 9-4). Затем определенные кривые Югонио для каждой структуры сравнивались с данными экспериментальных точек. Этот метод обладает преимуществами при интерпретации поведения фаз, претерпевших неполные превращения, например, бронзитит, исследованный Мак-Куном.

Хотя данные ударно-волновых методов представляют большую ценность для доказательства существования фазовых переходов в силикатах и оксидах при давлениях, значительно превышающих

¹ Davies, Anderson [1971]; Ahrens, Anderson, Ringwood [1969]; Anderson [1967]; Wang [1967, 1968, 1969]; Anderson, Kanamori [1968]; Mc Queen, Fritz and Marsh [1968]; Mc Queen, Marsch, Fritz [1967].

² Ahrens, Anderson, Ringwood [1969].

диапазон установок статического давления, а также для расчета плотностей, звуковых скоростей и уравнений состояний фаз высокого давления, они не годятся для определения природы этих фаз. В этом отношении косвенные методы, основанные на изучении кристаллохимии и германатных аналогов (разд. 10-2), делают шаг вперед по дополнению ударно-волновых данных. При наличии переходов под влиянием ударных волн с помощью этих косвенных методов в большинстве случаев можно установить вероятный характер структуры высокого давления. Хотя иногда они допускают несколько противоположных типов переходов, но здесь сильно ограничивающими факторами выбора является требование, чтобы предполагаемая структура согласовывалась с расчетной плотностью фазы высокого давления при $P=0$, а также некоторые кинетические соображения. В табл. 10-4 и 10-5 приводится перечень предполагаемых структур и плотностей для фаз высокого давления, подвергшихся воздействию ударных волн.

Таблица 10-4

Интерпретация плотностей при нулевом давлении и структур некоторых минералов, подвергшихся влиянию ударных волн. По Аренсу, Андерсону и Рингвуду [1969] *

Начальная плотность г/см ³	Минерал	Расчетная плотность при нулевом давлении фазы, подвергшейся воздействию ударных волн	Возможная структура фаз, подвергшихся воздействию ударных волн	Теоретическая плотность структуры
4,25	Рутил	5,71	Флюорит	5,5
2,65	Кварц	4,34	СТИШОВИТ	4,28
5,27	Гематит	5,96	Перовскит	5,8
3,58	Шпинель	4,19	Феррит кальция	4,13
5,20	Магнетит	6,30	Феррит кальция	5,9
2,61	Альбит	3,80	ГОЛЛАНДИТ	3,85
2,63	Олигоклаз	3,69	ГОЛЛАНДИТ	3,86
2,56	Микроклин	3,51	ГОЛЛАНДИТ	3,84
3,21	Форстерит	4,31	Феррит кальция	4,12**
3,32	Оливин (FO ₉₀)	4,12	Sr ₂ PbO ₄	4,04
3,72	Оливин (FO ₄₅)	4,75	Sr ₂ PbO ₄	4,64
4,39	Фаялит	5,31	Sr ₂ PbO ₄	5,29
3,19	Энстатит	4,20	Перовскит	4,25
3,27	Бронзит	3,74	Ильменит	3,87
3,25	Силлиманит	4,00	Псевдобрукит	3,81

* Дейвис и Андерсон [1971] пересмотрели эти плотности, используя модифицированное сейсмическое уравнение состояния для ограничения соотношений ρ в зависимости от P при нулевом давлении. По их данным показанные выше начальные плотности уменьшены в среднем примерно на 4%.

** Или K.NiF₄.

Интерпретация плотностей горных пород, подвергшихся воздействию ударных волн. По Аренсу, Андерсону и Рингвуду [1969]

Начальная плотность, г/см ³	Горная порода	Расчетная плотность фаз, подвергшихся воздействию ударных волн, при нулевом давлении	Предполагаемая структура фаз, подвергшихся воздействию ударных волн	Теоретическая плотность структуры
2,63	Гранит	3,96	СТИШОВИТ, ГОЛЛАНДИТ	3,94
2,75	Анортозит	3,71	ГОЛЛАНДИТ (ПИРОКСЕН) *	3,85
2,98	Диабаз	3,69	ГОЛЛАНДИТ (ПИРОКСЕН) *	3,70
3,02	Диабаз	3,68	ГОЛЛАНДИТ (ПИРОКСЕН) *	3,66

* Для этих пород допускается, что сравнительно сжимаемые полевые шпаты перешли в структуры голландита, тогда как менее сжимаемые пироксены не претерпели этого перехода. Аналогичные особенности наблюдаются у встречающихся в естественных условиях при ударах метеоритов.

В экспериментальных условиях свойства образца, как правило, определяются в момент, когда через него проходит ударная волна. Это происходит в течение отрезка времени, который обычно бывает меньше микросекунды. Такой интервал исключительно мал по сравнению со временем, необходимым для достижения в большинстве окислов и силикатов химического равновесия в статических условиях высоких температуры и давления (обычно от нескольких минут до нескольких часов). Хотя связанные с ударной волной интенсивный сдвиг и высокая температура несомненно повышают скорость реакции, все же кажется вероятным, что во многих случаях химическое равновесие в условиях воздействия ударной волны не достигается. Например, известные переходы оливинов в шпинели не наблюдались в экспериментальных¹ условиях воздействия ударных волн. Кроме того, вероятно давления, при которых под влиянием ударных волн происходят многие переходы (например, кварц—стишовит), должны быть много выше равновесных давлений, которые предполагаются в результате экспериментов в условиях статического высокого давления, из термодинамических соображений и геофизических данных. (В качестве примера последнего — большинство обедненных железом силикатов, включая оливин и пироксен, для достижения плотностей порядка существующих при давлении 250 кбар в мантии требует давления удара более 500 кбар). Таким образом вероятно для большей части экспериментов с ударными волнами на окислах и силикатах необходимо перед окончанием перехода поднимать давление на образец значительно выше равновесного переходного давления.

¹ Однако из метеорита были извлечены преобразованные под влиянием удара из оливинов шпинели. [Binns et al., 1969].

Ввиду такого неравновесного положения на характер фазы высокого давления вероятно влияют кинетические факторы. Для многих соединений возможно существование нескольких структурных состояний, свойственных фазам высокого давления. Эти состояния могут разделяться сравнительно небольшими различиями в энергии. И кинетические факторы вероятно в основном определяют — какое из этих состояний в конце концов будет достигнуто под действием ударной волны. Это особенно относится к случаям, где одно возможное структурное состояние имеет одинаковую с исходным веществом стехиометрию (например, кварц → коэзит → стишовит), тогда как другие возможные состояния представляют собой распад на две или более фазы, в целом изохимические с исходным веществом (например, альбит → жадеит → стишовит или пироксен → шпинель → рутил).

Вообще можно предполагать, что проблемы зарождения и роста зерен в двух или более фазах в субмикросекундный период воздействия ударной волны делают этот вид переходов менее вероятным, чем изостехиометрический переход, в котором атомам нужно только преодолеть расстояние в несколько ангстрём для того, чтобы достичь соответствующих фазе высокого давления узлов решетки. Тем не менее в случаях, где отсутствует соответствующая изостехиометрическая структура, или где наблюдается гораздо меньшая устойчивость, чем для изохимической смеси фаз, следует учитывать возможность распада на две фазы.

Важным свойством фазы высокого давления, которое может быть получено из данных использования ударно-волновых методов, является гидродинамическая скорость звука — C :

$$C = \left(\frac{\partial P}{\partial \rho} \right)_s^{1/2} = \Phi^{1/2}.$$

Существенной стадией в получении C является дифференцирование P - ρ -данных кривой Югонио. Но поскольку кривая Югонио не лежит вдоль адиабаты требуется дальнейшее уточнение наклона, включая коэффициент Грюнайзена γ . Мак-Куин и др. [1967] показали, что скорость звука вдоль кривой Югонио C_H получается с помощью уравнения:

$$C_H = C_0 \frac{1-x}{(1-kx)^{3/2}} \left[1 + kx \left(1 - \frac{\gamma x}{2-x} \right) \right]^{1/2},$$

где x — сжатие $(V_0 - V)/V$.

В результате дифференцирования неточности в значениях C или Φ , полученных из ударно-волновых данных, пропорционально значительно больше, чем соответствующие неточности в величине ρ . Дополнительно для некоторых целей значения C_H могут быть скорректированы до адиабатических и изотермических условий. Вследствие этих неточностей, а также в связи с различными методами обработки исходных данных разными исследователями совпадения значений Φ для некоторых важных для гео-

физических целей веществ не такие уж хорошие, как можно было бы надеяться¹. Более точные определения этого свойства являются очень важными для интерпретаций строения нижней мантии (разд. 14-6, рис. 14-6). Не следует пренебрегать этими неточностями при применении ударно-волновых данных к проблемам строения мантии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ahrens T. J., D. L. Anderson, and A. E. Ringwood (1969). Equations of state and crystal structures of high pressure phases of chocked silicates and oxides. *Rev. Geophys.* 7, 667—707.
- Ahrens T. J., and E. S. Gaffney (1971). Dynamic compression of enstatite. *J. Geophys. Res.* 76, 5504—5513.
- Akimoto S., H. Fujisawa, and T. Katsura (1965). The olivine-spinel transition in Fe_2SiO_4 and Ni_2SiO_4 . *J. Geophys. Res.* 70, 1969—1977.
- Akimoto S., and Y. Ida (1966). High pressure synthesis of Mg_2SiO_4 spinel. *Earth Planet. Sci. Letters* 1, 358—359.
- Akimoto S., E. Komada, and I. Kushiro (1967). Effect of pressure on the melting of olivine and spinel polymorphs of Fe_2SiO_4 . *J. Geophys. Res.* 72, 679—686.
- Akimoto S., and Y. Sato (1968). High pressure transformation in Co_2SiO_4 olivine and some geophysical implications. *Phys. Earth Planet. Interiors* 1, 498—504.
- Akimoto S., and Y. Syono (1969). Coesite-stishovite transition. *J. Geophys. Res.* 74, 1653—1659.
- Amoros J. L., and A. San Miguel (1968). The pressure field and the internal constitution of the earth. *Tectonophysics* 5, 287—294.
- Anderson D. L. (1967). A seismic equation of state. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 13, 9—30.
- Anderson D. L., and H. Kanamori (1968). Shock wave equations of state for rocks and minerals. *J. Geophys. Res.* 73, 6477—6502.
- Anderson O. L., and R. Liebermann (1970). Equations for the elastic constants and their pressure derivatives for three cubic lattices and some geophysical applications. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 61—85.
- Bassett W. A., and L. Ming (1973). Disproportionation of Fe_2SiO_4 to $2FeO+SiO_2$ at pressures up to 250 kilobars and temperatures up to 3000°C. *Phys. Earth Planet. Interiors* 6, 154—160.
- Bassett W. A., T. Takahashi, and P. W. Stook (1967). X-ray diffraction and optical observations on crystalline solids up to 300 kb. *Rev. Sci. Instr.* 38, 37—42.
- Binns R. A., R. J. Davis, and S. J. B. Reed (1969). Ringwoodite, natural $(MgFe)_2SiO_4$ spinel in the Tenham meteorite. *Nature* 221, 943—944.
- Birch F. (1961). Composition of the earth's mantle. *Geophys. J.* 4, 205—311.
- Birch F. (1964). Density and composition of mantle and core. *J. Geophys. Res.* 69, 4377—4388.
- Born M., and W. Heisenberg (1924). Über den Einfluss der Deformerbarkeit der Ionen auf optische und chemische Konstanten I. *Z. Phys.* 23, 388—410.
- Boyd F. R., and J. L. England (1960). Apparatus for phase equilibrium measurements at pressures up to 50 kb and temperatures up to 1750°C. *J. Geophys. Res.* 65, 741—748.
- Bradley C. C. (1969). „High Pressure Methods in Solid State Research“. Butterworth, London. 176 pp.
- Bridgman P. W. (1945). Polymorphic transitions and geologic phenomena. *Am. J. Sci.* 243A (Daly Volume), 90—97.

¹ Mc Queen et al. [1967]; Wang [1967, 1968, 1969]; Ahrens et al. [1969]; Davies, Anderson [1971].

Bundy F. P. (1963). Direct conversion of graphite to diamond in static pressure apparatus. *J. Chem. Physics* 38, 631—643.

Clark S. P., and A. E. Ringwood (1964). Density distribution and constitution of the mantle. *Rev. Geophys.* 2, 35—88.

Coes L. (1953). A new dense crystalline silica. *Science* 118, 131—132.

Coes L. (1955). High pressure minerals. *J. Am. Ceram. Soc.* 38, 298.

Coes L. (1962). Synthesis of minerals at high pressures. In: R. Wentorf (ed.), „Modern Very High Pressure Techniques“, pp. 137—150. Butterworth, London.

Dachille F., and R. Roy (1960). High pressure studies of the system Mg_2GeO_4 — Mg_2SiO_4 with special reference to the olivine-spinel transition. *Am. J. Sci.* 258, 225—246.

Davies G. F., and D. L. Anderson (1971). Revised shock wave equations of state for high-pressure phases of rocks and minerals. *J. Geophys. Res.* 76, 2617—2627.

Davies G. F., and E. Gaffney (1973). Identification of high pressure phases of rocks and minerals from Hugoniot data. *Geophys. J.* 33, 165—183.

Doran D. G., and R. K. Linde (1966). Shock effects in solids. *Solid State Phys.* 19, 229—290.

Drickamer H. G. (1963). Electronic structure at high pressure. In: W. Paul and D. Warschauer (eds.), „Solids Under Pressure“. McGraw-Hill, New York.

Drickamer H. G. and A. S. Balchan (1962). High pressure optical and electrical measurements. In: R. H. Wentorf (ed.) „Modern Very High Pressure Techniques“, pp. 25—50. Butterworth, London.

Drickamer H. G. (1970). Revised calibration for high pressure electrical resistance cell. *Rev. Sci. Instrum.* 41, 1667—1668.

Evernden J. (1958). Finite strain theory and the earth's interior. *Geophys. J.* 1, 1—8.

Giardini A. A., and E. C. Lloyd (eds.) (1963). „High Pressure Measurement“. Butterworth, London. 409 pp.

Goldschmidt V. M. (1931). Zur Kristallchemie des Germaniums. *Nachr. Ges. Wiss. Gottingen, Math. Physik XI*, 184—190.

Griggs D. T., and G. Kennedy (1956). A simple apparatus for high pressures and temperature. *Am. J. Sci.* 254, 722—735.

Hall H. T. (1958). Some high pressure-high temperature apparatus design considerations: Equipment for use at 100,000 atmospheres and 3000° C. *Rev. Sci. Inst.* 29, 267—275.

Hall H. T. (1960). Ultra high pressure, high temperature apparatus: the „Belt.“ *Rev. Sci. Inst.* 31, 125—131.

Hamann S. D. (1966). Effects of intense shock waves. *Advances in High Pressure Res.* 1, 85—141.

Jamieson J. C., and A. W. Lawson (1962). X-ray diffraction studies in the 100 kilobar range. *J. Appl. Phys.* 33, 776—780.

Kawal N. (1966). A static high pressure apparatus with tapering multi-pistons forming a sphere. I. *Proc. Japan Academy* 42, 385—388.

Knopoff L., and J. N. Shapiro (1969). Comments on the interrelationships between Grüneisen's parameter and shock and isothermal equations of state. *J. Geophys. Res.* 74, 1439—1450.

Liu L. (1974). Disproportionation of Ni_2SiO_4 stishovite plus bunsenite at high pressures and temperatures. (In press.)

Lloyd E. C. (ed.) (1971). „The Accurate Characterization of the High Pressure Environment“. National Bureau of Standards, Spec. Publ. 326. 333 pp.

MacDonald G. J. F. (1962). On the internal constitution of the inner planets. *J. Geophys. Res.* 67, 2945—2974.

Magnitsky V. A., and V. A. Kalinin (1959). The properties of the earth's mantle and the physical properties of the transition layer. *Bull. Acad. Sci. USSR. Geophys. Ser.* No. 1—6, pp. 49—54.

Mao H. K., and P. M. Bell (1971). High pressure decomposition of spinel (Fe_2SiO_4). *Geophys. Lab. Washington, Annual Report 70*, 176—178.

McQueen R. G., J. N. Fritz, and S. P. Marsh (1963). On the equation of state of stishovite. *J. Geophys. Res.* 68, 2319—2322.

McQueen R. G., J. N. Fritz and S. P. Marsh (1964). On the composition of the earth's interior. *J. Geophys. Res.* 69, 2947—2965.

McQueen R. G., and S. P. Marsh (1966). In: S. P. Clark, Jr. (ed.), „Handbook of Physical Constants“. *Geol. Soc. Am. Memoir* 97.

McQueen R. G., S. P. Marsh, and J. N. Fritz (1967). Hugoniot equation of state of twelve rocks. *J. Geophys. Res.* 72, 4999—5036.

Miki H. (1955). Is the C-layer (413—984 km) inhomogeneous? *J. Phys. Earth* 3, 1—6.

Ming L., and W. Bassett (1974). Laser heating in the diamond anvil press up to 3000° C and 300 kilobars. (In press.)

Minomura S., K. Ito, and B. Ojai (1964). Pressure and temperature measurements in Drickamer's resistance cell up to 161 kb and 4000° C. *ASME Pub.* 64—WA/PT6, High Pressure Technology Symposium of ASME, 1—4.

Neuhaas A. Von (1968). Über Phasen- und Materiezustände in den tieferen und tiefsten Erdzonen (Ergebnisse der Modernen Hochdruck-Hochtemperatur-Forschung zum geochemischen Erdbild). *Geol. Rundschau* 57, 972—1001.

Nishikawa M., and S. Akimolo (1971). Bridgman anvil with an internal heating system for phase transformation studies. *High temperatures-High pressures* 3, 161—176.

Perez-Albuerne E. A., K. F. Forsgren, and H. G. Drickamer (1964). Apparatus for X-ray measurements at very high pressure. *Rev. Sci. Instr.* 35, 29—33.

Rice M. H., R. G. McQueen, and J. M. Walsh (1958). Compression of solids by strong shock waves. *Solid State Phys.* 6, 1—63.

Ringwood A. E. (1956). The olivine-spinel transition in the earth's mantle. *Nature* 178, 1303—1304.

Ringwood A. E. (1958a). Constitution of the mantle, I. Thermodynamics of the olivine-spinel transition. *Geochim. Cosmochim. Acta* 13, 303—321.

Ringwood A. E. (1958b). Constitution of the mantle, II. Further data on the olivine-spinel transition. *Geochim. Cosmochim. Acta* 15, 18—29.

Ringwood A. E. (1958c). Constitution of the mantle, III. Consequences of the olivine-spinel transition. *Geochim. Cosmochim. Acta* 15, 195—212.

Ringwood E. (1958d). Olivine-spinel transition in fayalite. *Bull. Geol. Soc. Am.* 69, 129—130.

Ringwood A. E. (1962a). Prediction and confirmation of olivine-spinel transition in Ni_2SiO_4 . *Geochim. Cosmochim. Acta* 26, 457—469.

Ringwood A. E. (1962b). Mineralogical constitution of the deep mantle. *J. Geophys. Res.* 67, 4005—4010.

Ringwood A. E. (1963). Olivine-spinel transformation in cobalt orthosilicate. *Nature* 198, 79—80.

Ringwood A. E. (1966). Mineralogy of the mantle. In: P. M. Hurley (ed.), „Advances in Earth Science“, pp. 357—399, M. I. T. Press, Cambridge.

Ringwood A. E. (1970). Phase transformations and the constitution of the mantle. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 89—108.

Ringwood A. E. (1972). Mineralogy of the deep mantle: current status and future developments. In: E. C. Robertson (ed.), „The Nature of the Solid Earth“, McGraw-Hill, New York. 677 pp.

Ringwood A. E., and A. Major (1966). Synthesis of Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 solid solutions. *Earth Planet. Sci. Letters* 1, 241—245.

Ringwood A. E., and A. Major (1968). Apparatus for phase transformation studies at high pressures and temperatures. *Phys. Earth Planet. Interiors* 1, 164—168.

Ringwood A. E., and A. Major (1970). The system Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 at high pressures and temperatures. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 109—155.

Ringwood A. E., and M. Seabrook (1962a). Olivine-spinel equilibria at high pressure in the system Ni_2GeO_4 — Mg_2SiO_4 . *J. Geophys. Res.* 67, 1975—1985.

Ringwood A. E., and M. Seabrook (1962b). High pressure transition of MgGeO_3 from pyroxene to corundum structure. *J. Geophys. Res.* 67, 1690—1691.

Ringwood A. E., and M. Seabrook (1963). High pressure phase transformations in germanate pyroxenes and related compounds. *J. Geophys. Res.* 68, 4601—4609.

Sclar C. B., and L. C. Carrison (1966). High pressure synthesis of a spinel on the join Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 . (Abstract.) *Trans. Am. Geophys. Union* 41, 207.

- Shannon R. D.*, and *C. T. Prewitt* (1969). Effective ionic radii in oxides and fluorides. *Acta Cryst.* B25, 925—946.
- Shapiro J. N.*, and *L. Knopoff* (1969). Reduction of shock-wave equations of state to isothermal equations of state. *J. Geophys. Res.* 74, 1435—1438.
- Shimazu Y.* (1958). A chemical phase transition hypothesis of the origin of the C-layer within the mantle of the earth. *J. Earth Sci.*, Nagoya University 6, 12—30.
- Skinner B. J.*, and *J. J. Fahey* (1963). Observations on the inversion of stishovite to silica glass. *J. Geophys. Res.* 68, 5595—5604.
- Stishov S. M.* (1962). On the internal structure of the earth. *Geokhimiya* No. 8, 649—659.
- Stishov S. M.* and *S. V. Popova* (1961). New dense polymorphic modification of silica. *Geokhimiya* No. 10, 837—839.
- Suito K.* (1972). Phase transformations of pure Mg_2SiO_4 into a spinel structure under high pressures and temperatures. *J. Phys. Earth* 20, 225—243.
- Takeuchi H.*, and *H. Kanamori* (1966). Equations of state of matter from shock wave experiments. *J. Geophys. Res.* 71, 3985—3994.
- Tempkin M.* (1945). Mixtures of fused salts as ionic solutions. *Acta Physicochim. USSR* 20, 411—420.
- Von Platen B.* (1962). A multiple piston, high pressure, high temperature apparatus. In: *R. H. Wentorf* (ed.), „Modern Very High Pressure Techniques“. pp. 118—136. Butterworth, London.
- Wada T.* (1960a). On the physical properties within the B-layer deduced from olivine model and on the possibility of polymorphic transition from olivine to spinel at the 20° discontinuity. *Bull.* 37, Disaster Prevention Institute, University of Kyoto, pp. 1—20.
- Wada T.* (1960b). On origins of region C and the core of the earth—ionic-intermetallic-metallic transition hypothesis. *Bull.* 38, Disaster Prevention Institute, University of Kyoto, pp. 1—64.
- Wang C. Y.* (1967). Phase transitions in rocks under shock compression. *Earth Planet. Sci. Letters* 3, 107—113.
- Wang C. Y.* (1968). Constitution of the lower mantle as evidenced from shock wave data for some rocks. *J. Geophys. Res.* 73, 6459—6476.
- Wang C. Y.* (1969). Equation of state of periclase and some of its geophysical implications. *J. Geophys. Res.* 74, 1451—1457.
- Wentorf R. H.* (1959). Olivine-spinel transformation. *Nature* 183, 1617.
- Wentorf R. H.* (ed.) (1962). „Modern Very High Pressure Techniques“. Butterworth, London.
- Weyl W. A.* (1951). „Coloured Glasses“. Society of Glass Technology, Sheffield, England.
- Weyl W. A.* (1956). Acid-base relationship in glass systems. *Glass Ind.* Nos. 5 and 6.

Глава 11

ПЕРЕХОДЫ ВЫСОКОГО ДАВЛЕНИЯ В СОЕДИНЕНИЯХ ТИПА A_2BO_4

В гл. 3 было сделано заключение, что преобладающей фазой в верхней мантии является оливин $(Mg, Fe)_2SiO_4$. Несомненно, что знание в деталях переходов этой фазы в условиях высокого давления необходимо для понимания строения нижней мантии. В данной главе дается описание результатов прямых экспериментов на оливине при давлениях, соответствующих давлениям в верхней 600-километровой части мантии. Это предел возможности (до последнего времени) статических установок высокого давле-

ния и температуры. Для заключения о характере переходов, свойственных соединениям $(Mg, Fe)_2SiO_4$ на глубинах более 600 км, необходимо учитывать результаты, полученные от использования ударно-волновых и косвенных методов, описание которых приведено в гл. 10. Что касается последних, то здесь будет уместно сравнительное изучение кристаллохимии и поведения в условиях высокого давления большого числа соединений типа A_2BO_4 , особенно германатов, титанатов и станнатов.

Обычный оливин можно рассматривать, как бинарное соединение, образовавшееся между двумя компонентами, обладающими структурами хлорида натрия (MgO, FeO) и рутила (SiO_2)¹ соответственно. Таким образом оливин является частным примером большого класса соединений типа A_2BO_4 , образовавшихся между компонентами AO (структура каменной соли) и BO_2 (структура рутила). Систематические исследования устойчивости соединений класса A_2BO_4 обеспечивают необходимое основание для интерпретации кристаллохимических особенностей и соотношений устойчивости бинарных соединений $MgO=SiO_2$ в условиях высокого давления. В табл. 11-1 дается перечень соединений, обладающих структурами типа $NaCl$ (каменная соль) и рутила (см. рис. 13-5).

Таблица 11-1

Частичный перечень окислов, имеющих структуры каменной соли и рутила. Также указаны молекулярные объемы (V) и радиусы катионов (r)^{*} для координационных чисел, равных шести

Каменная соль			Рутил		
Соединение	$V, \text{см}^3$	$r, \text{Å}$	Соединение	$V, \text{см}^3$	$r, \text{Å}$
BaO	25,37	1,36	CrO ₂	17,8	0,55
CaO	16,76	1,00	GeO ₂	16,66	0,54
CdO	15,59	0,95	IrO ₂	19,21	0,63
CoO	11,64	0,74	β -MnO ₂	16,61	0,54
EuO	20,49	1,17	MoO ₂ **	19,85	0,65
FeO	12,17	0,77			
MgO	11,25	0,72	β -PbO ₂	25,02	0,78
MnO	13,22	0,82	RuO ₂	19,04	0,62
NiO	10,97	0,70	SiO ₂	14,01	0,40
SrO	20,69	1,16	SnO ₂	21,55	0,69
(FeO) ***	(9,90)	(0,61)*	TaO ₂	20,46	0,66
			TeO ₂	26,52	
			TiO ₂	18,80	0,61
			VO ₂	17,88	0,59

* По Шэннону и Превитту [1969].

** Искаженная структура рутила.

*** Fe^{2+} в форме с низким спином.

¹ Полиморфная разновидность высокого давления SiO_2 — стишовит.

Бёрнал [1936] первым высказал предположение, что обычный оливин в условиях достаточно высокого давления в мантии мог бы перейти в новую полиморфную разновидность, обладающую структурой шпинели, плотность которой будет, вероятно, примерно на 9% выше, чем у оливина. Это предположение основывалось на более ранних наблюдениях¹, согласно которым аналогичное соединение Mg_2GeO_4 было диморфным, обнаруживая при атмосферном давлении как оливиновую, так и шпинелевую модификации, причем последняя была на 9% плотнее. Джеффрис [1937] принял за основу предположение Бёрнала для объяснения быстрого увеличения сейсмической скорости, которое предположительно имеет место на глубине около 400 км — «20-ти градусный раздел».

Благодаря открытиям² переходов оливинов Fe_2SiO_4 , Ni_2SiO_4 и Co_2SiO_4 при давлениях от 20 до 70 кбар (700°C) в структуры шпинели, сопровождавшихся увеличением плотности в среднем на 10%, общая вероятность гипотезы Бёрнала была значительно усилена. После этого были обнаружены другие примеры переходов этого вида. При высоком давлении все оливины $MgMnGeO_4$, $FeMnGeO_4$, $CoMnGeO_4$ и $LiMgVO_4$ переходят в шпинели³. Имеющие при низком давлении фенакитовые структуры родственные соединения $LiAlSiO_4$, $LiAlGeO_4$ и Zn_2GeO_4 при высоком давлении⁴ также переходят в шпинели. Перечень оливин-шпинелевых переходов дается в табл. 11-2.

До 1966 г. из-за ограниченных возможностей экспериментальных установок исследования переходов оливин—шпинель в основном осуществлялись на системах, отличных от основной системы мантии Fe_2SiO_4 — Mg_2SiO_4 . Но в 1966 г. Рингвуд и Мэйджер на установке, описание которой приведено в разд. 10-4, при давлении 170 кбар и температуре 1000°C, успешно синтезировали непрерывный ряд шпинелевых твердых растворов, от чистого Fe_2SiO_4 до обогащенной магнием шпинели, содержащей 80 мол.% Mg_2SiO_4 (рис. 11-1). Это были первые синтезированные шпинели с отношениями Mg/Fe , близкими к подобным отношениям в мантии земли, что таким образом позволило в значительной степени подтвердить ранее высказанные предположения⁵.

Было обнаружено, что богатые магнием шпинели на 10,6% плотнее соответствующих оливинов. Изменение плотности также совпадало с более ранними предсказаниями. Экстраполированием параметров решеток в системах Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 , Mg_2SiO_4 — Co_2SiO_4 и Mg_2SiO_4 — Ni_2GeO_4 до состава чистой Mg_2SiO_4 было подсчитано, что параметр решетки чистой шпинели Mg_2SiO_4 должен

¹ Goldschmidt [1931].

² Ringwood [1958b]; Ringwood [1962a]; Ringwood [1962].

³ Ringwood, Reid [1971]; Blasse [1963].

⁴ Ringwood, Reid [1968b]; Rooymans [1967]; Ringwood, Major [1967].

⁵ Ringwood [1956, 1958a].

Параметры переходов оливин-шпинель¹

Соединение	Промежуточное давление, кбар	Температура, °С	V оливин ² , см ³	V шпинель ² , см ³	Увеличение плотности, %	dP/dT, бар/°С
Mg ₂ GeO ₄	0	820	45,87	42,35	8,3	33 ³
Fe ₂ SiO ₄	49	1000	46,39	42,03	10,4	28
Ni ₂ SiO ₄	31	1000	42,51	39,17	8,5	16
CO ₂ SiO ₄	70	900	44,56	40,58	9,8	32
Mg ₂ SiO ₄ ⁴	125	1000	43,79	39,58	10,6	(30—50) ⁵
MgMnGeO ₄	[35] ⁶	1100	48,97	44,62	9,8	
CoMnGeO ₄	[35] ⁶	1100	49,85	45,72	9,0	
LiMgVO ₄	[35] ⁶	1100	49,23	45,04	9,3	
			44,71	42,58	5,0	

¹ По Рингвуду и Мэйджеру [1970] и Рингвуду и Рейду [1971]; ² V — молярный объем; ³ — основано на неопубликованных расчетах автора. (Переход обнаружился при давлении 19 кбар и температуре 1400°С); ⁴ Данные получены экстраполяцией и относятся к метастабильной фазе; ⁵ Оцениваемый интервал; ⁶ Скобки означают синтезированное давление для шпинели. Равновесные давления, вероятно, меньше.

составлять $8,071 \pm 0,005$ Å, приводя к плотности для идеальной шпинели состава Mg₂SiO₄, равной 3,56 г/см³¹.

Синтезирование обогащенных магнием силикатных шпинелей и обнаружение их Биннсом, Дэвисом и Ридом [1969] в естественном виде разделены очень небольшим промежуток времени. Эти исследователи в шлифах хондритового метеорита Тенхэм наблюдали многочисленные округлые пурпурные изотропные зерна до 100 микрон в диаметре. Эти зерна тесно связаны с трещинами, которые, вероятно, образовались под воздействием высокого давления ударных волн во время столкновений тел материнских метеоритов. Установленный по данным анализов состав зерен (Mg_{0,74}Fe_{0,26})₂SiO₄ был идентичен составу оливина, в результате разрушения которого они и образуются. Исследования с помощью дифракции рентгеновских лучей обнаружили, что зерна обладали структурой шпинели с постоянной решетки 8,113 Å. Показатель преломления составлял 1,768. Эти свойства весьма близки особенностям искусственных шпинелей соответствующих составов. Еще одно проявление природной (Mg, Fe)₂SiO₄ шпинели, также связанное с трещинами ударного происхождения, было обнаружено в хондритовом метеорите Коорара².

Хотя переходы оливинов в шпинели в пределах составов между Fe₂SiO₄ и (Mg_{0,8}Fe_{0,2})₂SiO₄ были близки предполагаемому, переход в пределах составов от (Mg_{0,8}Fe_{0,2})₂SiO₄ и чистой Mg₂SiO₄ был неожиданным. Рингвуд и Мэйджер [1966, 1970]

¹ Ringwood, Major [1966, 1970].

² Smith, Mason [1970].

обнаружили, что при давлениях более 150 кбар и температуре 1000° С оливины в пределах этих составов превращались не в шпинель, а в двупреломляющую фазу со сложной рентгенограммой, до некоторой степени напоминающей рентгенограмму шпинели, но которая имела дополнительные линии и очевидно характеризовала фазу более низкой, чем кубическая, симметрии. Полученное из перехода чистой Mg_2SiO_4 среднее значение показателя преломления составляло $1,702 \pm 0,005$. Согласно закону

Гладстона—Дейла, это значение указывает на плотность $3,46 \text{ г/см}^3$, которая на 8% больше, чем у форстерита. Основываясь на рентгенограмме, можно предположить, что новая фаза, названная $\beta\text{-}Mg_2SiO_4$, могла иметь вид искаженной структуры оливина¹. Некоторые предварительные наблюдения наводят на мысль, что новая фаза возможно является продуктом регрессирующего перехода, возникшего в результате снятия давления. Примерно в то же время было обнаружено доказательство таких регрессивных переходов в других системах. Поэтому не исключается возможность, что новая фаза, фактически устойчивая при высоком давлении, могла быть истинной шпинелью. Но более широкие исследования не подтвердили это предположение. Было убедительно доказано, что фаза $\beta\text{-}Mg_2SiO_4$ была устойчива в области ее синтезированной².

В дальнейшем это заключение было подкреплено результатами работ Акимото и его сотрудников³, которые обнаружили новые модификации высокого давления Co_2SiO_4 и Mn_2GeO_4 , оказавшиеся изоструктурными фазе $\beta\text{-}Mg_2SiO_4$, и доказали их термодинамическую устойчивость. Также было установлено, что открытая Рингвудом и Мэйджером [1967] модификация высокого давления фазы Zn_2SiO_4 обладала структурой $\beta\text{-}Mg_2SiO_4$ и была термодинамически устойчивой. Кроме того структура фазы $\beta\text{-}Mg_2SiO_4$ была обнаружена при высоких давлениях для системы $Ni_2SiO_4\text{—}NiAl_2O_4$.

На рис. 11-2 показаны взаимосвязи между полиморфными разновидностями фазы Co_2SiO_4 . При температуре выше $\sim 950^\circ \text{C}$ $\beta\text{-}Co_2SiO_4$ занимает устойчивое поле между модификациями шпинели и оливина, и кроме того с увеличением температуры это

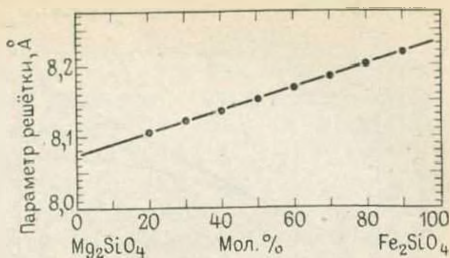


Рис. 11-1. Параметры решеток твердых растворов шпинелей составов $Mg_2SiO_4\text{—}Fe_2SiO_4$. Шпинели синтезированы из оливиновых твердых растворов при давлении 170 кбар и температуре 1000° С.

По Рингвуду и Мэйджеру [1966]

¹ Ringwood [1968]; Ringwood, Major [1966]; Ringwood, Major [1970].

² Akimoto, Sato [1968]; Morimoto, Akimoto, Koto, Tokonami [1969].

³ Syono, Akimoto, Matsui [1971]; Ma and Hays [1972].

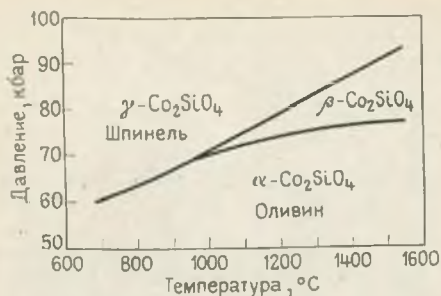


Рис. 11-2. Соотношения между тремя полиморфными разновидностями Co_2SiO_4 .

По Акимото и Сато [1968]

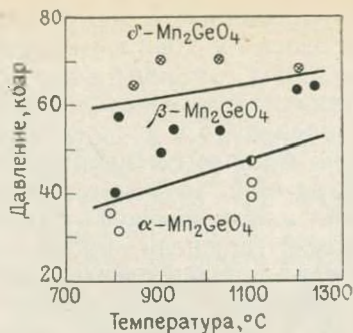


Рис. 11-3. Соотношения между тремя полиморфными разновидностями Mn_2GeO_4 .

По Моримото, Акимото, Кото и Токонами [1969]

поле расширяется. Фаза $\beta\text{-Co}_2\text{SiO}_4$ имеет плотность $5,05 \text{ г/см}^3$, которая на $7,1\%$ больше плотности оливина, тогда как Co_2SiO_4 — шпинель на $9,8\%$ плотнее. Было принято соглашение обозначать различные полиморфные разновидности соединений типа A_2BO_4 следующим образом: α -фаза (оливиновый тип), β -фаза (измененный шпинелевый тип), γ -фаза (шпинелевый тип) и δ -фаза (тип плюмбата стронция). Взаимосвязи между различными полиморфными модификациями фазы Mn_2GeO_4 изображены на рис. 11-3. Бета-фаза имеет плотность $5,13 \text{ г/см}^3$ и является на $7,1\%$ плотнее оливиновой модификации ($4,79 \text{ г/см}^3$). Полиморфная разновидность дельты рассматривается в следующем разделе. Заслуживает внимания тот факт, что все фазовые границы между α , β , γ и δ полиморфными модификациями на рис. 11-2 и 11-3 имеют положительные наклоны¹.

Переходы при высоком давлении обогащенных магнием оливинов указывают как на сильные, так и на слабые стороны косвенных методов в предсказании полей устойчивости фаз высокого давления (см. гл. 10). Эти методы исходят из допущения, что фаза высокого давления будет принадлежать к одному из ранее установленных классов структур. В кристаллохимической систематике часто делается это возможное допущение, но в нем всегда есть доля сомнения. В прогнозных методах даются давления, необходимые для перехода данной фазы в новый структурный класс. Но иногда, когда новая или непредвиденная фаза становится устойчивой при более низких, чем предполагалось, давлениях, получаются неожиданные результаты. В ранее изученных случаях (см. гл. 10) переходов оливин — шпинель было с успехом предсказано существование Ni_2SiO_4 и $(\text{Mg}_{0,8}\text{Fe}_{0,2})_2\text{SiO}_4$ и давления,

¹ Akimoto, Sato [1968]; Morimoto, Akimoto, Koto, Tokonami [1969]; Ringwood [1963].

при которых такие шпинели были бы устойчивыми. С другой стороны использованные методы оказались неспособными предсказать переход чистой Mg_2SiO_4 не в шпинель, а в бета-фазу. В этом случае прогнозные методы давали давление, необходимое для перехода оливина в метастабильную шпинель. Тем не менее подобная информация имеет значительную ценность, поскольку с ее помощью стало известно, что оливин при высоком давлении не являлся устойчивой фазой, и возможно определить максимальное давление, при котором он остается устойчивым. Оливин может перейти в другую фазу при более низком давлении, но если этого не происходит, то вероятен предсказанный переход.

Кристаллические структуры. Основой структуры оливина¹ является до некоторой степени искаженная гексагональная плотная упаковка анионов кислорода. Сингония ромбическая с четырех-молекулярной элементарной ячейкой. В оливине Mg_2SiO_4 катионы Mg занимают октаэдрические пустоты в кислородной подрешетке, тогда как катионы Si располагаются в тетраэдрических пустотах. Таким образом, эту структуру можно рассматривать, как состоящую из упакованных вместе октаэдров MgO_6 и тетраэдров SiO_4 . Тетраэдры SiO_4 изолированы и соединены только при помощи связей O-Mg-O.

Структура шпинели (рис. 11-4) состоит из почти кубической плотной упаковки анионов кислорода с катионами, занимающими некоторые октаэдрические и тетраэдрические координированные пустоты. Кислородная подрешетка более плотно упакована, чем несколько искаженная кислородная подрешетка в структуре оливина, и следовательно, шпинелевая модификация данного состава значительно плотнее оливиновой. Подобно оливиновой структура шпинели может рассматриваться, как состоящая из упаковки октаэдров AO_6 и изолированных тетраэдров BO_4 , соединенных связями A—O—B. Кэмб [1968] рассмотрел переход оливин-шпинель с учетом положений кристаллохимии и подчеркнул важность укорочения разделенных граней координации многогранников в контролировании относительных устойчивостей оливина и шпинели².

Установлено два основных класса структур шпинели. В нормальной структуре шпинели для соединений типа $A_2^{++}B^{4+}O_4$ ионы A^{++} занимают октаэдрические позиции решетки, тогда как ион B^{4+} координирован тетраэдрически. Обратная структура шпинели наблюдается, когда один из катионов A^{++} занимает тетраэдрическую позицию решетки, в то время как октаэдрические позиции разделены между оставшимися ионами A^{++} и ионами B^{4+} . Между этими конфигурациями возможны полные переходы, степень разупорядоченности обычно увеличивается с ростом температуры³. Детальная рентгенография закаленных после высоких давлений и температур шпинелей составов Ni_2SiO_4 и Fe_2SiO_4 показала, что

¹ Bragg, Brown [1926].

² См. также Baur [1972].

³ Stoll et al. [1964]; Datta, Roy [1967].

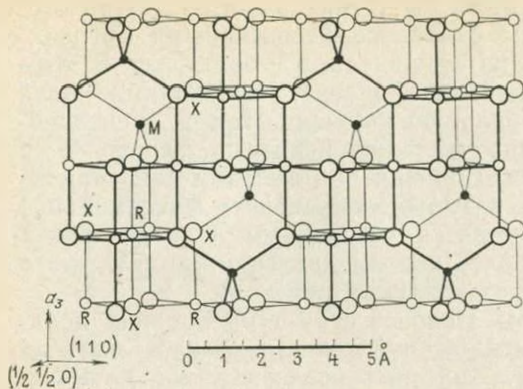


Рис. 11-4. Кубическая кристаллическая структура шпинели R_2MX_4 .

По Моримото, Акимото, Кото и Токонами [1969]

оценивают фактическую степень инверсии при высоких температурах и давлениях².

Предположение об увеличении степени инверсии в Fe_2SiO_4 [39] при высоких температурах вызвано заметной кривизной³ границы между α и γ фазами, с наклоном $dP/dT = \Delta S/\Delta V$, изменяющимся от ~ 28 бар/ $^{\circ}C$ в интервале температур $755-1170^{\circ}C$ до < 10 бар/ $^{\circ}C$ при температуре около $1300^{\circ}C$. Это уменьшение наклона нельзя объяснить изменениями в ΔV , а скорее оно должно быть отнесено за счет аномального увеличения энтропии шпинелевой фазы по отношению к фаялиту. Возможно это является отражением конфигурационной энтропии, происходящей от смешения катионов Fe^{2+} и Si^{4+} на эквивалентных структурных позициях, и для объяснения увеличения энтропии, вероятно, необходимо только 20% инверсии в шпинели состава Fe_2SiO_4 .

Результаты рентгенографии кристаллических структур на соединениях Ni_2SiO_4 и Fe_2SiO_4 наряду с отмеченным подчинением твердых растворов шпинели $Fe_2SiO_4-Mg_2SiO_4$ закону Вегарда позволяют предположить, что обогащенные Mg_2SiO_4 шпинели в условиях от низких до умеренных температур, вероятно, в основном имеют нормальные структуры. Однако Джексон и др. [1974] отмечали, что при высоких температурах (например, более $1500^{\circ}C$) вполне может иметь место до некоторой степени разупорядоченный и частично обратный характер структур. Это обстоятельство вероятно будет иметь важное значение для распределения сейсмических скоростей в мантии и термодинамических свойств, что рассматривается в гл. 14 и 15.

¹ Ma, Hays, Burnham [1971]; Yagi, Marumo, Akimoto [1974].

² Jackson, Lieberman, Ringwood [1974].

³ Akimoto, Komado, Kushiro [1967].

в основном они имели нормальные структуры с большинством атомов кремния в тетраэдрических позициях решетки¹. Но видимо небольшой процент атомов кремния был координирован октаэдрически, свидетельствуя о частично обратном характере структуры. Не ясно, до какого предела можно закалять подобную структуру с разупорядоченным расположением атомов, и таким образом упомянутые выше анализы, вероятно, недо-

Перечень ионов,
кристаллизующихся
в структуры типа шпинели

Заряд - I II III IV V VI						Анионы
Ag	Cd	Al	Ge	Sb	Mo	O ²⁻
Na	Co	Co	Mn	V	W	S ²⁻
Li	Cu	Cr	Mo			Se ²⁻
	Fe	Fe	Pb			Te ²⁻
	Hg	Ga				
	Mg	In	Si			CN ⁻
	Mn	Mn	Sn			F ⁻
	Ni		Ti			
	Rh					
	Sn					
	Zn					

В табл. 11-3 приводится перечень катионов и анионов, способных войти в структуру шпинели. Структура шпинели допускает большой диапазон замены атомов, а конечные члены шпинелевого ряда при высоких температурах часто обнаруживают широкую взаимную твердофазную растворимость.

Первый шаг по разрешению проблемы структуры фазы β - Mg_2SiO_4 был сделан, когда Акимото и Сато [1968] синтезировали монокристалл Co_2SiO_4 , размеры элементарной ячейки и пространственная группа которого были позже определены Моримото и его сотрудниками. Обнаружилось, что β -фаза относится к ромбической сингонии с пространственной группой $Ibmm$. Затем эти исследователи доказали, что d -параметры, опубликованные для фазы β - Mg_2SiO_4 ¹, могли быть с успехом проиндексированы на основе этой пространственной группы с элементарной ячейкой, подобной ячейке фазы β - Co_2SiO_4 .

Детали кристаллической структуры β -фазы были одновременно установлены двумя независимыми группами исследователей, и эти результаты были впервые сообщены на Международной конференции по фазовым переходам и внутреннему строению Земли, состоявшейся в Канберре в январе 1966 г. Работая на предоставленном им автором порошковом образце, β - $(Mg_{0,9}Ni_{0,1})_2SiO_4$ Мур и Смит² на основе пространственной группы $Ibmm$ проиндексировали все 102 отражения и предложили структурную модель, которая успешно объясняла все отражения и относительные интенсивности. Тем временем Акимото обнаружил бета-разновидность высокого давления фазы Mn_2GeO_4 , которая дала монокристаллы. В результате полного монокристаллического анализа этой фазы³ (рис. 11-5) была получена структура, по существу идентичная структуре, предложенной Муром и Смитом.

Анионы кислорода в β -фазе (рис. 11-5) находятся примерно в такой же плотной кубической упаковке, как в структуре шпинели (рис. 11-4). Этим объясняется внешнее сходство между порошковыми образцами обеих структур. Размеры элементарной ячейки β -фазы имеют простую связь с размерами ячейки шпинели (φ), а именно: $a_\beta \sim a_\varphi$, $b_\beta \sim \sqrt{2}a_\varphi$ и $c_\beta \sim a_\varphi/\sqrt{2}$. Катионы А и В имеют сходные со структурой шпинели координации, но их распределения оказываются разными. Тогда как в шпинели тетраэд-

¹ Ringwood, Major [1966].

² Moore, Smith [1969].

³ Morimoto, Akimoto, Koto, Tokonami [1969].

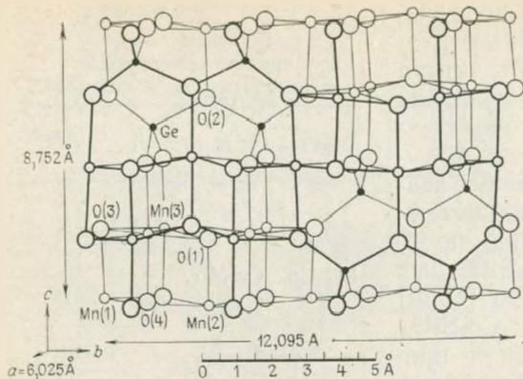


Рис. 11-5. Ромбическая кристаллическая структура фазы β - Mn_2GeO_4 .
По Моримото, Акимото, Кото и Токонами [1969]

вследствие образования групп Ge_2O_7 связан с двумя атомами Ge и одним атомом Mn; атомы O(3) и O(4) связаны с одним атомом Ge и тремя атомами Mn. В табл. 11-4 даны некоторые свойства β -фазы.

ры VO_4 изолированы, в β -фазе тетраэдры VO_4 делят один из своих атомов кислорода, что ведет к образованию групп V_2O_7 . В результате некоторые атомы кислорода оказываются не связанными ни с одним атомом V. Таким образом, формула этой фазы может быть выражена в виде $A_4O \cdot B_2O_7$, где $A = Mg, Mn, Co, Ni, Zn$, а $B = Si, Ge$. На рис. 11-5 атом O(1) не связан ни с одним из атомов Ge, но связан с пятью атомами Mn; атом O(2) вслед-

Таблица 11-4

Свойства β -фаз состава A_2BO_4 *

Соединение	Размеры элементарных решеток, Å			Плотность, г.см ⁻³	Показатели преломления		
	a	b	c		α	β	γ
Mg_2SiO_4	5,710	11,45	8,248	3,47	1,689		1,704
Co_2SiO_4	5,753	11,522	8,337	5,05	1,91	1,93	1,95
Mn_2GeO_4	6,025	12,095	8,752	5,13			
Zn_2SiO_4	5,740	11,504	8,395	5,34	1,75	—	1,77

* Morimoto et al. [1969]; Ringwood, Major [1970]; Syono, Akimoto, Matsui [1971]; Ringwood, Major [1967].

11-2. СИСТЕМА Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4

Акимото и Фудзисава [1966, 1968] провели обширное исследование оливин-шпинелевого равновесия в этой основной системе мантии при давлениях до 95 кбар. Результаты их приведены на рис. 11-6. Были построены изотермические сечения при 800, 1000 и 1200° С. Они указывают на средний градиент для переходов в исследованном диапазоне около 30 бар/°С. В этих экспериментах были синтезированы гомогенные твердые растворы шпинели с составами,

изменяющимися от чистого фаялита до $(\text{Fe}_{0.6}\text{Mg}_{0.4})_2\text{SiO}_4$. Для эксперимента использовался пресс с четырехгранной накопительной.

Эта система была всесторонне исследована Рингвудом и Мэйджером [1970]¹ в диапазоне давлений от 80 до 200 кбар при температуре 1000°С. В качестве исходных веществ использовались оливины — $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ известных составов. Процедура эксперимента была такой же, как описанная в разделе 10-4. На рис. 11-7 показаны природа и количественные соотношения наблюдаемых в экспериментах фаз. Эти эксперименты отчетливо выделили три поля: оливиновых (α) твердых растворов, шпинелевых (γ) твердых растворов и твердых растворов β -фазы, а также двухфазные поля $(\alpha + \gamma)$, $(\gamma + \beta)$ и $(\alpha + \beta)$. Были определены постоянные решеток шпинелевых твердых растворов в двухфазном $(\alpha + \gamma)$ поле, которые вместе с рис. 11-1 использовались для определения составов шпинели и соответственно шпинелевых растворов. На рис. 11-7 они показаны точками.

Переход чистого форстерита в β -фазу происходит при давлении 120 кбар и температуре 1000°С (см. рис. 11-7). Полученное в результате экстраполяции фазовых границ оливин—шпинель на рис. 11-7 давление, соответствующее переходу метастабильных фаз оливин-шпинель, составляет 125 кбар. Такое небольшое различие в давлениях в сочетании с малым расхождением в молярных объемах двух полиморфных разновидностей в свою очередь означает, что разница свободной энергии между двумя этими полиморфными модификациями высокого давления Mg_2SiO_4 также невелика. Соответственно положение фазовых границ $(\gamma = \beta)$, вероятно, до некоторой степени чувствительно к температуре, а в более сложных природных системах мантии — и к наличию других компонентов, которые образуют твердые растворы предпочтительно в одной из этих фаз, увеличивая тем самым ее относительную устойчивость. Эти обстоятельства затрудняют применение к мантии фазовых соотношений простых систем. Небольшая разница в свободных энергиях между γ - и β -фазами также отражается на сужении поля $(\gamma + \beta)$.

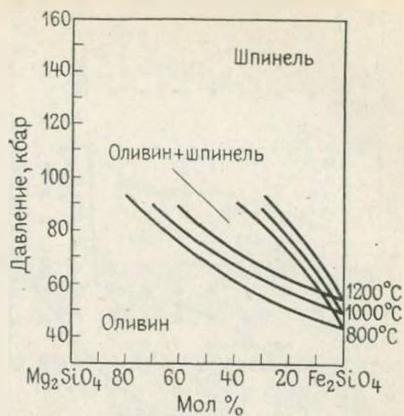


Рис. 11-6. Изотермические сечения при температурах 800, 1000 и 1200°С через систему Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 в диапазоне давлений от 0 до 95 кбар. По Акимото и Фудзисава [1968]

¹ См. также Ringwood [1969].

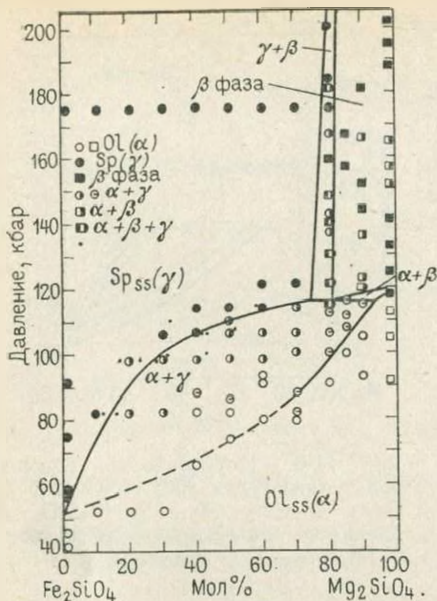


Рис. 11-7. Фазовые соотношения в системе $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$ при давлениях от 50 до 200 кбар и температуре $1000^\circ C$ и шпинельный состав, определенный из постоянной решетки.

По Рингвуду и Мэйджеру [1970]

нению с полями γ и $(\bar{\beta}+\bar{\gamma})$ значительно увеличивается, несмотря на то, что ширина двухфазного поля оливин-шпинель в системе $Co_2SiO_4-Mg_2SiO_4$ гораздо меньше, чем для системы $Fe_2SiO_4-Mg_2SiO_4$. Фазовые границы оливин-шпинель в системе $Co_2SiO_4-Mg_2SiO_4$ могут быть экстраполированы до давления 125 кбар, необходимого для метастабильного оливин-шпинельевого перехода в Mg_2SiO_4 , согласуясь с давлением, полученным экстраполированием в системе $Fe_2SiO_4-Mg_2SiO_4$. В противоположность полученным для последней системы результатам границы шпинель-бета-фаза в системе $Co_2SiO_4-Mg_2SiO_4$ (рис. 11-8) имеют положительный наклон. Предварительные эксперименты [78] также свидетельствуют о том, что в аналогичной системе $Ni_2GeO_4-Mg_2SiO_4$ границы шпинельеподобной фазы тоже имеют положительный наклон.

Акимото [1972] и Суито [1972] недавно опубликовали результаты дальнейших исследований в обогащенном магнем участке системы $Fe_2SiO_4-Mg_2SiO_4$. Они по существу подтвердили характер установленной Рингвудом и Мэйджером [1966, 1970] фазовой диаграммы. Но первые из этих исследователей обнаружили не-

Границы двухфазного поля $(\bar{\gamma}+\bar{\beta})$ на рис. 11-7 почти вертикальны. При атмосферном давлении шпинель примерно на 2% плотнее β -фазы и следовательно можно ожидать, что границы поля $(\bar{\gamma}+\bar{\beta})$ должны иметь положительный наклон и пересекать линию равновесия, соответствующую переходу $\bar{\beta}-Mg_2SiO_4$ в шпинель состава Mg_2SiO_4 при более высоких давлениях. Это можно наблюдать в системе Co_2SiO_4 на рис. 11-2.

Казалось, что исследования системы $Co_2SiO_4-Mg_2SiO_4$ могли бы пролить дополнительный свет на соотношения шпинель-бета-фаза. На рис. 11-8 показаны результаты экспериментальных исследований этой системы¹. Последняя качественно подобна системе $Fe_2SiO_4-Mg_2SiO_4$ с полями α -, β - и γ -фаз. Однако размер поля устойчивости β -фазы по срав-

¹ Ringwood, Major [1970].

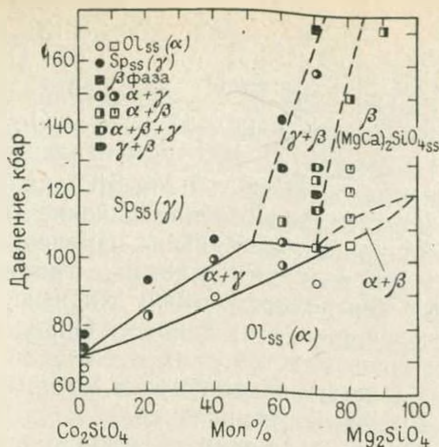


Рис. 11-8. Фазовые соотношения в системе $Mg_2SiO_4-Co_2SiO_4$ при давлениях 60—170 кбар и температуре $1000^\circ C$ По Рингвуду и Мэйджеру [1970]

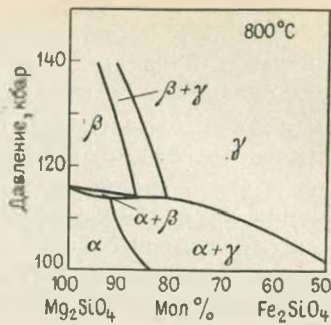


Рис. 11-9. Магнезиальный участок системы $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$ при температуре $1000^\circ C$. По Акимото [1972]

при давлении около 200 кбар при температуре $1000^\circ C$ (рис. 11-9). Эта интерпретация основывается только на трех опытах, которые, однако, доказывают существование шпинели состава $(Mg_{0,9}Fe_{0,1})_2X \times SiO_4$ при давлениях выше 140 кбар (в диапазоне температур от 800 до $1000^\circ C$), тогда как β -фаза для этого состава была обнаружена при более низких давлениях. Если эти результаты рассматриваются совместно с аналогичными данными для систем $Mg_2SiO_4-Co_2SiO_4$ и $Mg_2SiO_4-Ni_2GeO_4$ наиболее вероятным заключением является то, что границы перехода $\beta-\gamma$ в самом деле имеют крутой положительный наклон, как это изображено на рис. 11-9. Тем не менее остается желательным дальнейшее подтверждение¹.

По сообщению Суито [1972] в четырех опытах получен переход чистой фазы $\alpha-Mg_2SiO_4$ в смесь β - и γ -фаз при давлении более 200 кбар и температуре $1000^\circ C$. Не указывались ни относительные содержания β - и γ -фаз, ни критерии, использованные для определения наличия γ -фазы в присутствии β -фазы. Это не всегда простое дело, так как почти все отражения рентгеновских лучей γ -фазы перекрывают отражения β -фазы.

Большое значение для геофизических исследований представляют градиенты dP/dT для переходов $\alpha-\gamma$, $\alpha-\beta$ и $\beta-\gamma$ в составах, богатых Mg. Эти градиенты для переходов оливин-шпинель в составах Mg_2GeO_4 , Fe_2SiO_4 , Co_2SiO_4 и Ni_2SiO_4 изменяются от 16

¹ Ито и др. [1974] недавно опубликовали убедительные данные по синтезированию чистой шпинели состава Mg_2SiO_4 при давлении 250 кбар и температуре $1000^\circ C$.

до 33 бар/°С (в среднем 27 бар/°С) (см. табл. 11-2). Соответствующий градиент порядка 30 бар/°С, видимо, можно применить к составам в пределах $\text{Fe}_2\text{SiO}_4 - (\text{Mg}_{0.5}\text{Fe}_{0.5})_2\text{SiO}_4$ (рис. 11-6). По термодинамическим соображениям градиент dP/dT для перехода $\alpha - \gamma$ должен быть больше градиента для перехода $\alpha - \beta$ ¹. Существенные Акимото [1972] и Суито [1972] экспериментальные расчеты этого градиента для перехода $\alpha - \beta$ чистой Mg_2SiO_4 дали значения 48 и 132 бара/°С соответственно. Последнее значение кажется слишком высоким и означает крайне аномальное изменение энтропии. Но если рассматривать эти величины в связи с градиентами других оливин-шпинелевых переходов, упомянутых выше, первое значение также кажется несколько завышенным. Определения этих градиентов осуществлялись в установках с очень небольшими сжимаемыми рабочими объемами, калибровка которых для давления производилась при комнатных температурах.

Работа нагревателей внутри таких небольших объемов в результате термального расширения обычно вызывает значительное увеличение давления. Видимо это ведет к систематическим завышениям наклонов градиентов dP/dT для фазовых переходов. Следовательно следует отдавать предпочтение наклонам градиентов dP/dT , определенным на установках со сравнительно большими рабочими объемами. По этой причине автор полагает, что изображенные на рис. 11-6 наклоны для перехода оливин-шпинель, вероятно, являются более точными и что значение dP/dT для обогащенных магнием шпинелей составляет порядка 30 бар/°С, соразмеряясь с наклонами других оливин-шпинелевых переходов (табл. 11-2; см. также Ringwood, Major, 1970).

11-3. ОЛИВИНОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ В МАНТИИ

В гл. 3 было сделано заключение, что оливин является основной составляющей верхней мантии и что среднее отношение $\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}$ (молекулярное) этого слоя, продолжающегося по крайней мере до глубины 300 км, было близко к 0,89. Вначале (см. рис. 11-6) будет сделано допущение, что это отношение сохраняется на больших глубинах в мантии. Теперь изучается предел, до которого переходы в оливине этого состава могут объяснить главный сейсмический раздел на глубине около 400 км (разд. 9-1, рис. 9-1).

В качестве первого приближения к этой проблеме допустим, что фазовая диаграмма для системы $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 - \text{Fe}_2\text{SiO}_4$ при температуре 1000°С при создавшемся положении применима к мантии, за исключением соответствующей температурной поправки. Последнюю будем брать как 30 бар/°С.

Исходя из рис. 11-7, видим, что при отношении $\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe} = 0,89$ оливин впервые начинает переходить в шпинель состава $(\text{Mg}_{0,46}\text{Fe}_{0,54})\text{SiO}_4$ при давлении 109 кбар. С ростом давления ко-

¹ Ringwood, Major [1970]. См. также рис. 11-2.

личество шпинели увеличивается и одновременно она обогащается магнием, достигая при давлении 116 кбар состава $(Mg_{0,75}Fe_{0,25})_2SiO_4$. В этой точке шпинелевая фаза полностью переходит в β -фазу состава $(Mg_{0,8}Fe_{0,2})_2SiO_4$. Выше этого давления шпинель отсутствует и начинается поле ассоциации оливин + β -фаза. При дальнейшем незначительном повышении давления до 118 кбар оливин окончательно переходит в β -фазу. Таким образом, весь переход занимает интервал давления в 9 кбар, при среднем значении 114 кбар. Теперь, согласно более ранним исследованиям¹, допустим, что температура близ глубины 400 км составляет 1600°С. При градиенте 30 бар/°С давление во всей фазовой диаграмме вероятно бы увеличилось на 18 кбар, а среднее давление для перехода составило бы 132 кбар. Следовательно, переход оливина через шпинель в бета-фазу произошел бы на средней глубине 397 км в полосе шириной 27 км. Эта глубина полностью совпадает с глубиной сейсмического раздела (см. рис. 9-1), с учетом неточностей сейсмических данных. Хотя фазовые переходы происходят в интервале 27 км, наличие точки перехода шпинель-бета-фаза при давлении 116 кбар (при температуре 1600°С — 134 кбар или 403 км) вызывает на этой глубине скачкообразное изменение минерального состава и плотности и дальнейшее быстрое увеличение плотности в интервале глубин 403—410 км. Эти эффекты скорее вызовут сейсмический раздел первого, а не второго порядка, как это предполагалось ранее.

Наиболее удовлетворительным является тот факт, что, когда мы берем отношение $Mg/Mg+Fe$ для верхней мантии, которое полностью подтверждается петрологическими и геохимическими соображениями, и температуру на глубине 400 км, не противоречащую геотермальным законам, лабораторные исследования практически совпадают с данными геофизических наблюдений. Такое соответствие позволяет думать, что возможные неточности экспериментальной работы и их отражение в практическом применении не очень серьезны. Тем не менее их значение требует оценки.

Неопределенность эксперимента связана, главным образом, с влиянием температуры на фазовую диаграмму. Если согласно утверждению Акимото [1972] градиент dP/dT для перехода $\bar{\alpha}$ — $\bar{\beta}$ достигает 48 бар/°С, тогда средняя глубина для этого перехода увеличивается до 430 км (1600°С), что находится в пределах интервала глубин для сейсмического раздела, который допускается неточностями сейсмических данных. В другом варианте уменьшение температуры на глубине 400 км с 1600 до 1400°С, вероятно, даст среднюю глубину перехода около 400 км. Но, исходя из геотермических соображений, можно считать, что вероятность этого варианта несколько меньше².

¹ Clark, Ringwood [1964].

² Clark, Ringwood [1964]; Scholz, Simmons [1972]

Следует также учитывать химические факторы. В ходе обсуждения возможных влияний твердых растворов других присутствующих в среде мантии компонентов на бинарную фазовую диаграмму (см. рис. 11-8) был сделан вывод, что они скорее всего не имеют большого значения. Но вероятно имеющим отношение к этому вопросу фактором является разделение железа в мантии между ортосиликатной и другими фазами¹. Как указывалось в гл. 14, предполагается, что основным сосуществующим с оливином сразу же выше сейсмического раздела минералом является сложный гранатовый твердый раствор, содержащий некоторое количество кремния в октаэдрической координации. В ксенолитах гранатовых лерцолитов из алмазных трубок железо преимущественно сконцентрировано в гранатах, по сравнению с оливинами. Детальные расчеты Аренса² показывают, что коэффициент распределения K , получаемый из отношения $(Fe/Mg)_{Ga}/(Fe/Mg)_{Ol}$, составляет на глубине от 330 до 400 км — 3,7. Для пиролитового состава в целом это вероятно будет означать, что оливин в равновесии с гранатом будет иметь отношение $Mg/Mg+Fe$ около 0,94. Исходя из рис. 11-7, видим, что оливин этого состава вероятно будет прямо переходить в β -фазу, и, что весь интервал перехода будет значительно уже, чем это наблюдается для состава с отношением $Mg/Mg+Fe$ равным 0,89.

Фазовая диаграмма также свидетельствует о том, что глубина сейсмического раздела для более магнезиального оливина, вероятно немного увеличится.

Расчеты, представленные Аренсом, обладают значительными неточностями в связи с различными введенными термодинамическими допущениями — особенно касающимися идеальности гранатовых твердых растворов. Кроме того, данные по коэффициенту разделения относятся к нормальным пироп-альмандиновым гранатам, а не к сложным гранатам высокого давления, содержащим некоторое количество кремния в октаэдрической координации, вероятно, сосуществующим с оливинами. Тем не менее, аргументы Аренса имеют значительную ценность и подчеркивают значение прямых экспериментальных расчетов коэффициентов разделения в соответствующих P - T -условиях.

Допуская положительный наклон границы β - γ фазы, как изображено на рис. 11-9, можно ожидать, что на больших глубинах, вероятно, от 500 до 600 км, β -фаза перейдет в шпинель с сопутствующим увеличением плотности примерно на 2%. Не исключено, что с этим переходом связан предполагаемый на глубине 520—550 км небольшой сейсмический раздел³.

¹ Ringwood, Major [1970].

² Ahrens [1972 a].

³ Whitcomb, Anderson [1970]; Helmberger, Wiggins [1971]; Simpson, Mereu, King [1974].

11-4. ПЕРЕХОД ШПИНЕЛИ И β -ФАЗЫ В СТРУКТУРУ ПЛЮМБАТА СТРОНЦИЯ

При сейсмическом разделе на глубине 400 км, объясняемом в основном переходом оливин-шпинель- β -фаза, естественно предположить, что главный сейсмический раздел на глубине около 650 км (см. рис. 9-1) может быть объяснен дальнейшим переходом бета- и гамма-фаз состава $(Mg, Fe)_2SiO_4$ в еще более плотную структуру. Как в шпинели, так и в β -фазе ионы Si^{4+} имеют тетраэдрическую координацию. Отмеченные при высоких давлениях изменения координационных чисел кремния с 4 до 6 сопровождались большим увеличением плотности, а наблюдения многих таких изменений координационных чисел в германитовых аналогах позволяют предположить, что силикатные шпинели и β -фазы вероятно переходят в еще более плотные структуры, для которых характерна октаэдрическая координация кремния. Это подтверждается результатами экспериментов методами ударных волн на оливине состава $(Mg, Fe)_2SiO_4$ при давлениях порядка мегабар (см. рис. 10-9). Эти эксперименты показали, что оливин под влиянием удара переходил прямо в модификации, плотности которых значительно превосходили плотности, предполагаемые для шпинели. В преобладающих неравновесных условиях поле «шпинели», видимо, пропускается, и прямо достигается поле продуктов «послешпинелевого» перехода. Оценка плотностей фаз высокого давления при нулевом давлении весьма близка плотностям изохимических смесей окислов: $MgO + FeO + SiO_2$ (стишовит)¹.

Прямые попытки синтезировать апошпинелевую фазу при давлениях до 200 кбар потерпели неудачу. Поэтому требовались исследования аналогичных соединений. Также не были успешными попытки получения переходов шпинелей составов Mg_2GeO_4 , Ni_2GeO_4 , Co_2GeO_4 и Fe_2GeO_4 при давлениях до 170 кбар². Однако Уодсли, Рейд и Рингвуд [1968] обнаружили, что соединение Mn_2GeO_4 , имеющее при атмосферном давлении структуру оливина, в опытах при давлении около 100 кбар перешло в структуру плюмбата стронция, что сопровождалось увеличением плотности на 17,3%.

Предполагалось, что соединение Mn_2GeO_4 может служить моделью высокого давления для силиката Mg_2SiO_4 . Отношение радиусов Mn^{++}/Ge^{4+} весьма сходно с отношением радиусов Mg^{++}/Si^{4+} . Если, как это обсуждалось в разделе 10-2, влияние давления выражается, главным образом, в сжатии крупных анионов кислорода по отношению к маленьким катионам, то кажется возможным, что при высоком давлении в этой структуре могли кристаллизоваться твердые растворы состава $(Fe, Mg)_2SiO_4$. Исходя из кристаллохимических соображений, допускалось, что ве-

¹ Ringwood [1966, p. 390]; Anderson [1967]; Stishov, Popova [1961]; Ringwood [1962b]; Stishov [1962]; Mc Queen, Marsh, Fritz [1967]; Anderson, Kanamori [1968]; Wang [1967]; Ahrens, Anderson, Ringwood [1969].

² Ringwood [1970]; Ringwood, Reid [1968b].

роятность образования кремнеземистыми оливинами структур типа соединений Sr_2PbO_4 будет, видимо, увеличиваться в следующем порядке Fe_2SiO_4 — Co_2SiO_4 — Mg_2SiO_4 — Ni_2SiO_4 в соответствии с ростом средних расстояний двухвалентный металл — кислород. Последующие исследования твердофазной растворимости Fe, Co, Mg, Ni и Si в структуре высокого давления германата Mn_2GeO_4 в основном подтвердили эти предположения¹.

Последующее открытие Моримото и др. [1969] при промежуточном давлении третьей полиморфной разновидности соединения Mn_2GeO_4 , изоструктурной с фазой β - Mg_2SiO_4 (см. рис. 11-3), укрепило применимость модельной взаимосвязи между соединениями Mn_2GeO_4 и Mg_2SiO_4 . Таким образом, при увеличении давления соединение Mn_2GeO_4 последовательно переходит из оливиновой в структуру β -фазы и плюмбата стронция. Аналогичная последовательность была обнаружена и для соединения FeMnGeO_4 , которое с ростом давления переходит из структуры оливина в структуру шпинели и плюмбата стронция. Также наблюдается переход шпинели состава Mn_2SnO_4 в структуру Sr_2PbO_4 , который происходит при давлениях свыше 50 кбар². (При еще более высоких давлениях отмечается распад на смеси MnO и MnSnO_3 — корунд. Плотность последней группы примерно на 1% больше, чем модификации Sr_2PbO_4).

Ромбическая структура плюмбата стронция (пространственная группа *Pbam*) обнаруживается у соединений Sr_2PbO_4 , Ca_2PbO_4 , Ca_2SnO_4 и Cd_2SnO_4 , тогда как соединение Na_2CuF_4 также приближается к ней³. В модификации типа плюмбат стронция германата Mn_2GeO_4 (рис. 11-10) ион Mn^{++} окружен шестью ионами кислорода, расположенными в углах несколько искаженной тригональной призмы со средним расстоянием Mn—O , равным 2,19 Å. Седьмой ион кислорода на расстоянии 2,73 Å от центра одной призмы, вероятно, является несвязанным. Ионы Ge^{4+} располагаются внутри октаэдров анионов кислорода при среднем расстоянии 1,95 Å. Таким образом, переход из структур оливина и β -фазы в структуру плюмбата стронция сопровождается ростом координации ионов Ge^{4+} с 4 до 6, что обуславливает большое увеличение плотности.

Изотопы плюмбата стронция в основном образуются между конечными членами, имеющими структуры каменной соли и рутила. Поучительно сравнивать мольные объемы структур плюмбата стронция Sr_2PbO_4 со структурами типа изохимических им конечных членов каменной соли и рутила (табл. 11-6 и 11-7). Можно видеть, что все члены этой группы характеризуются мольными объемами, весьма сходными с мольными объемами смешанных оксидов. Если учесть ранее упомянутое наблюдение о переходе оливина состава $(\text{Mg}_{0,9}\text{Fe}_{0,1})_2\text{SiO}_4$ под влиянием удара в фазу,

¹ Ringwood, Reid [1971, неопубликованные данные].

² Ringwood and Reid [1968b]; Syono, Sawamoto, Akimoto [1969].

³ Trömel [1965]; Trömel [1967]; Babel [1965].

также обладающую мольным объемом, подобным мольным объемам изохимических смесей оксидов, это свойство становится интересным и важным.

Исследования растворимости соединения Mg_2SiO_4 в германатной фазе $\delta\text{-Mn}_2GeO_4$ при давлении около 150 кбар (температура 1000°C) обнаруживают значительную степень твердофазной растворимости — в пределах 15%. С учетом общих твердофазных взаимосвязей между германатными фазами высокого давления и силикатами низкого давления (разд. 10-2) это наблюдение имеет наибольшее значение. Оно позволяет примерно определить давление, при котором можно ожидать перехода силиката состава Mg_2SiO_4 в структуру фазы $\delta\text{-Mn}_2GeO_4$. Было обнаружено, что такое давление находится в пределах 200—250 кбар¹. Для сравнения, давление на втором главном сейсмическом разделе в мантии на глубине 650 км составляет примерно 230 кбар. Результаты этого расчета, наряду с обсужденными общими кристаллохимическими и плотностными соотношениями позволили предположить, что раздел на глубине 650 км, возможно, был вызван переходом соединения $(Mg, Fe)_2SiO_4$ из бета- или гамма-структуры в дельта-структуру.

Бор [1972] исследовал кристаллографию гипотетического полиморфа (δ) силиката Mg_2SiO_4 со структурой типа плюмбата стронция. Он доказал, что фаза $\delta\text{-Mg}_2SiO_4$ могла быть получена из определенным образом связанных многогранников MgO_6 и SiO_6 , в которых длины связей Si-O, Mg-O и O-O достаточно соответствуют связям в стишовите и оксидах магния. Был сделан вывод, что δ -структура удовлетворяла кристаллографическим требованиям для полиморфной разновидности высокого давления силиката Mg_2SiO_4 .

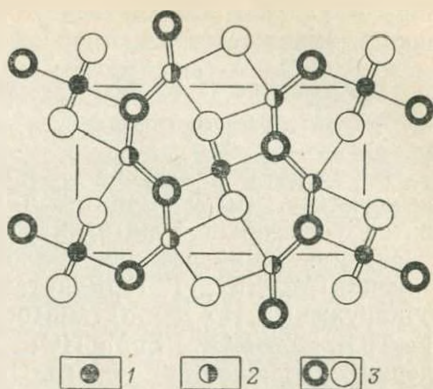


Рис. 11-10. Структура фазы $\beta\text{-Mn}_2GeO_4$ (тип Sr_2PbO_4) в проекции на (001) (кислород на двух уровнях).

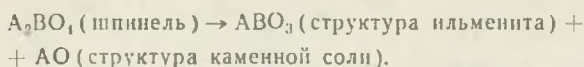
По Модели Рейду и Рингвуду [1968]

11-5. РАСПАД ШПИНЕЛЕЙ СОСТАВА $A_2^{2+}B^4O_4$ ПРИ ВЫСОКОМ ДАВЛЕНИИ

Как альтернатива рассмотренному в предыдущем разделе переходу $\beta = \delta$ было предположено, что в нижней мантии соединение

¹ Ringwood and Reid (неопубликованные данные).

Mg_2SiO_4 может распадаться на две фазы. Одна из таких возможностей выражается реакцией¹:



В результате изучения системы $MgGeO_3$ — $MgSiO_3$ (разд. 12-2) выяснилось, что ильменитовая форма $MgSiO_3$, вероятно становится устойчивой в интервале давлений 200—300 кбар, так что указанная выше реакция должна серьезно учитываться для соединения Mg_2SiO_4 . В германатах аналогичные реакции не были обнаружены. Но для титанатовых шпинелей Mg_2TiO_4 , Co_2TiO_4 , Fe_2TiO_4 , Zn_2TiO_4 , $ZnMgTiO_4$ и Mn_2TiO_4 при высоком давлении наблюдается переход в ильменитовые фазы состава $MTiO_3$ +окислы MO. Аналогично ведут себя станнаты составов Zn_2SnO_4 и Mn_2SnO_4 ². Плотности смесей ильменит-окисел обычно на 1—4% меньше средних плотностей изохимических смесей окислов соответствующих элементов (разд. 12-2). Плотность соответствующей смеси ильменита— $MgSiO_3$ и MgO , вероятно, будет 3,72 г/см³ (разд. 12-2), что примерно на 3,4% меньше плотности (3,85 г/см³) изохимической смеси окислов $2MgO+SiO_2$ (штишовит).

Кроме того, многими исследователями³ было сделано предположение, что при существующих в нижней мантии высоких давлениях силикатные минералы, вероятно, фактически распадаются на физические смеси окислов, входящих в их состав элементов, главным образом SiO_2 (штишовит), MgO , FeO , CaO и Al_2O_3 . Подобные реакции теоретически возможны, если плотность смеси окислов больше плотности минерала или соединения.

Изменение свободной энергии ΔG в этих реакциях равно $\Delta G_0 + \int_0^P \Delta v dP$, где ΔG_0 — свободная энергия образования соединения при атмосферном давлении из окислов составляющих элементов, а Δv — разница в мольных объемах при давлении P между соединением и изохимической смесью его окислов. Условием распада является ΔG , равное 0; следовательно, $\int_0^P \Delta v dP = -\Delta G_0$. Если считать Δv постоянным (достаточное приближение во многих случаях), тогда $P\Delta v = -\Delta G_0$, и, следовательно, $P = -\Delta G_0/\Delta v$. Были выполнены многочисленные расчеты давлений, при которых можно было ожидать распада «шпинели» Mg_2SiO_4 на окислы составляющих элементов⁴. Рассчитанное таким образом давление достигает примерно 300 кбар при температуре 2000°С.

¹ Birch [1952]; Ringwood [1962b]; Ringwood [1966].

² Akimoto, Syono [1967]; Ringwood, Reid [1968]; Reid, Ringwood (неопубликованные данные).

³ Birch [1952, 1964]; MacDonald [1956]; Shimazu [1958]; McQueen, Fritz, Marsh [1964]; Ahrens, Symo [1967].

⁴ Ringwood [1962b]; Mac Donald [1962]; Stshov [1963]; Anderson [1967].

Примеры таких переходов были установлены в шпинелях составов Mg_2SnO_4 и Co_2SnO_4 , которые при высоких давлениях распадались на смеси MgO , и CoO (каменная соль) + SnO_2 (рутил), а также в шпинели Li_2NiF_4 , переходившей под давлением в LiF (структура каменной соли) + NiF_2 (структура рутила). Было обнаружено, что некоторые шпинели состава $A^{++}B_2^{3+}O_4$ в условиях высокого давления также распадаются на окислы слагающих их элементов¹ (раздел 11-6). Еще одним соединением, распадающимся на окислы, были Al_2GeO_5 (кианит).

Позднее двумя группами исследователей² сделано описание экспериментов с использованием алмазных наковален для получения давлений в диапазоне 150—250 кбар при температуре от 800 до 3000°С, которые позволили получить переход фаялита в смесь окислов ($FeO + SiO_2$). Этот важный результат обращает внимание на возможное разложение соединения Mg_2SiO_4 при высоких давлениях.

Обсуждение. В этом и в предыдущем разделах рассматривались три возможных вида переходов для шпинелей и родственных им структур. Все переходы ведут к плотностям, сходным с плотностями смешанных окислов, и включают изменение координации одного катиона с четверной в шпинели на шестерную в апошпинелевых фазах. Можно допустить перенос этих наблюдений на возможный вид перехода соединения Mg_2SiO_4 . На характер апошпинелевого перехода оказывают сильное влияние: 1) свободная энергия ΔG_0 образования шпинели из окислов входящих в ее состав элементов и 2) стереохимические факторы, контролирующие устойчивость плотных бинарных фаз таких, как ABO_3 ильменит и A_2BO_4 (плюмбат стронция). Хорошо видно, что при сравнительно небольшом ΔG_0 и согласно соотношению $P = -\Delta G_0/\Delta v$ для диссоциации, вероятно, будет достаточно соответствующего небольшого давления. С другой стороны при большом ΔG_0 (т. е. имеется сильное стремление к образованию соединения между окислами) соответственно потребуются более высокое давление для начала диссоциации в окислах, а переход, если он имеет место, приведет скорее всего к созданию новой единой фазы (при условии, что это не противоречит стереохимическим соображениям).

Результаты экспериментов в основном соответствуют предположениям. Наблюдаемое разложение шпинелей на окислы (например, некоторые станнаты и шпинели составов $A^{++}B_2^{3+}O_4$) характеризовалось сравнительно низкими значениями ΔG_0 . С другой стороны не наблюдалось ни одного случая разложения на простые окислы германатных шпинелей, имеющих более высокие значения ΔG_0 . В случае, если переходы имели место, эти шпинели превращались в изохимические более плотные фазы, обладающие стехиометрией A_2BO_4 . Для титанатовых шпинелей, которые пред-

¹ Ringwood, Reid [1968b]. См. также разд. 11-6.

² Basset, Takahasi [1970]; Basset, Ming [1973]; MaO, Bell [1971].

положительно обладают значениями ΔG_0 , промежуточными между стаинатами с одной и силикатами и германатами с другой стороны¹, наблюдалась тенденция проявлять промежуточное поведение при распаде, сказывающаяся большей частью в распаде на смеси Al_2O_3 (ильменит) + AO (каменная соль). Необходимая для этого энергия много меньше по сравнению с энергией полного разложения на окислы. Фаялит также имеет сравнительно низкую свободную энергию образования, и разложение не было бы неожиданностью.

Принимая во внимание сильную тенденцию окислов Mg и SiO_2 к образованию соединений, как это видно из сравнительно высокой свободной энергии образования Mg_2SiO_4 , а также в связи с рассмотренными в разделе 11-4 кристаллохимическими и термодинамическими соображениями, Рингвуд [1970] пришел к заключению, что для Mg_2SiO_4 более вероятен переход в структуру плюмбата стронция, чем диссоциация в $MgO + SiO_2$.

Две группы исследователей² сообщили, что им удалось при давлениях, превышающих 200 кбар и высоких температурах достичь диссоциации Mg_2SiO_4 в окислы $2MgO + SiO_2$ (стишовит)³. Это важное достижение представляет собой веху в изучении фазовых переходов в мантии. Но это не обязательно противоречит выше упомянутому заключению относительно возможной устойчивости полиморфной разновидности типа плюмбат стронция — соединения Mg_2SiO_4 . Разложение на смешанные окислы наблюдалось в опытах, в которых отсутствовала закалка под давлением. Вполне возможно, что подобная технология не обнаружила модификации Mg_2SiO_4 типа плюмбата стронция поскольку она, возможно, не поддается закалке и самопроизвольно при снятии давления превращается в фазу низкого давления⁴.

Таким образом, остается возможность того, что фазы бета-или гамма- Mg_2SiO_4 переходят сначала в структуру Sr_2PbO_4 , как было показано выше, перед окончательным разложением на $MgO + SiO_2$ (стишовит). Такая интерпретация в будущем должна быть экспериментально проверена на месте с помощью рентгеновского дифрактометра, пока образец находится под давлением (раздел 10-4). Для этого необходимо, чтобы полиморфная разновидность Sr_2PbO_4 имела немного меньшую плотность (например $\leq 2\%$), чем изохимическая смесь окислов. Такая взаимосвязь действительно проявляется несколькими изоморфными модификациями типа Sr_2PbO_4 (табл. 11-7).

¹ Ringwood, Reid [1968b].

² Ming, Basset [1974]; Kumazawa et al. [1974].

³ Лиу (личное сообщение) недавно успешно добился разложения шпинелей составов Ni_2SiO_4 и CO_2SiO_4 на окислы слагающих их элементов при давлениях порядка 200 кбар и температура 1400—1800°С.

⁴ Это заключение основывается на результатах экспериментов автора по соотношениям твердофазной растворимости в системах Mg_2SiO_4 - Mn_2GeO_4 и $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ - $Mg_3Al_2Ge_3O_{12}$. См. также разд. 10-4, 12-4 и 12-5.

Другой важный класс включает шпинели, образовавшиеся из оксидов двухвалентных (обычно структура каменной соли) и трехвалентных (как правило структура корунда) элементов. Известные в этих шпинелях переходы, возможно, будут иметь значение для определения поведения трехвалентных оксидов в нижней мантии. Эта группа шпинелей также обнаруживает нормальные $A^{IV}B_2^{VI}O_4$ и обратные $(AB)^{VI}B^{IV}O_4$ структуры. (Верхние индексы обозначают координации по кислороду).

Было исследовано поведение большого числа таких шпинелей при высоком давлении (120 кбар, температура $1000^\circ C$)¹. В табл. 11-5 дается перечень переходов, наблюдавшихся в спи-

Таблица 11-5

Переходы высокого давления в шпинелях и близких к ним структурах

А. Переход в единые плотные фазы $\Delta\rho/\rho \sim 10\%$:

Mn_2GeO_4 («бета-фаза») переходит в структуру Sr_2PbO_4
 Mn_2SnO_4 (шпинель) переходит в структуру Sr_2PbO_4
 $FeMnGeO_4$ (шпинель) переходит в структуру Sr_2PbO_4
 Mn_3O_4 (тетрагональная шпинель) переходит в структуру манганита кальция
 Переходы также наблюдались в $CdCr_2O_4$, $CdFe_2O_4$, $LiFeTiO_4$ и Fe_3O_4

*В. Превращение в окислы+структура бинарного ильменита (или корунда)
 $\Delta\rho/\rho \sim 8\%$:*

A_2BO_4 (шпинель) \rightarrow ABO_3 (ильменит) + AO (каменная соль) Mg_2TiO_4 , Co_2TiO_4 ,
 Fe_2TiO_4 , $MgZnTiO_4$, Zn_2TiO_4 , Mn_2TiO_4 , Mn_2SnO_4 и Zn_2SnO_4

С. Полный распад на окислы $\Delta\rho/\rho \sim 10\%$:

$A_2^{++}B^{4+}O_4$ (шпинель) \rightarrow AO (каменная соль) + BO_2 (рутил)
 Mg_2SnO_4 , Co_2SnO_4 , (Li_2NiF_4)
 $A^{++}B_2^{3+}O_4$ (шпинель) \rightarrow AO (каменная соль) + B_2O_3 (корунд)
 $MnAl_2O_4$, $FeAl_2O_4$, $NiAl_2O_4$, $CoAl_2O_4$, $MgAl_2O_4$,
 MnV_2O_4 , MgV_2O_4 и $CdIn_2O_4$

нелях. Наиболее обычным переходом был распад на окислы составляющих элементов:



Такой переход обнаружен для $MnAl_2O_4$, $FeAl_2O_4$, $NiAl_2O_4$, $CoAl_2O_4$, MgV_2O_4 , MnV_2O_4 и $CdIn_2O_4$. Принимая во внимание низкие до средних свободные энергии образования этих шпинелей, подобный тип перехода не явился неожиданным. С другой стороны, для многих других шпинелей AB_2O_4 , имеющих вероятно, сопоставимые свободные энергии образования, не удалось добиться

¹ Ringwood, Reid [1968b]; Reid, Ringwood, неопубликованные данные.

перехода вообще. Возможно, это связано с кинетическими трудностями. Так, в многочисленных опытах при давлениях до 170 кбар с чистой шпинелью состава $MgAl_2O_4$ не удалось получить переход. Однако шпинель состава $MgAlVO_4$ при давлении 120 кбар полностью распадалась на смесь окислов $MgO + Al_2O_3 + V_2O_5$. Это обстоятельство определенно говорит о том, что ассоциация $MgO + Al_2O_3$ в данных условиях является устойчивой по отношению к $MgAl_2O_4$.

При значительно больших давлениях, под воздействием ударных волн наблюдается¹ переход $MgAl_2O_4$ в фазу, значительно более плотную чем изохимические смеси окислов (рис. 11-11). Видимо, поле устойчивости ассоциации $MgO + Al_2O_3$ было проскочено (может быть по кинетическим причинам) с образованием фазы, расчетная плотность которой при нулевом давлении²— 4,19 г/см³, по сравнению с плотностью 3,8 г/см³ для изохимической смеси $MgO + Al_2O_3$.

Возможными структурами для модификации высокого давления $MgAl_2O_4$ являются структуры феррита кальция ($CaFe_2O_4$) и очень близких к ней структур титаната кальция ($CaTi_2O_4$) и манганита кальция ($CaMn_2O_4$). Обычно эти структуры образуются между конечными членами, имеющими структуры каменной соли и корунда, и характеризуются плотностями примерно на 4—6% большими, чем плотности смеси окислов (табл. 11-6 и 11-7). Тот факт, что $CaAl_2O_4$ также переходит в структуру феррита кальция

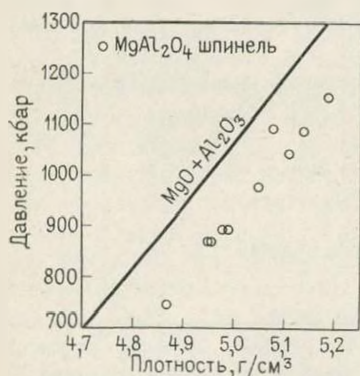


Рис. 11-11. Сжатие под влиянием ударных волн шпинели состава $MgAl_2O_4$ в сравнении со сжатием изохимической смеси окислов $MgO + Al_2O_3$, основанном на средневзвешенных данных для чистых MgO и Al_2O_3 . Шпинель $MgAl_2O_4$ достигает значительно больших плотностей, чем изохимическая смесь окислов при соответствующих давлениях.

Данные Югоно по Мак-Куину и Маршу [1966]

при высоком давлении в то время, как $MgSc_2O_4$ имеет ее при атмосферном давлении, увеличивает вероятность перехода $MgAl_2O_4$ в эту структуру³.

Рейд и Рингвуд [1966а] показали, что Mn_3O_4 , которая имеет структуру гаусманита (т. е. тетрагональной шпинели), переходит при высоком давлении в структуру $CaMn_2O_4$ с увеличением плотности на 10%. Переход также был обнаружен в магнетите при давлении около 250 кбар⁴. Структура не была определена, но, возможно, она близка к структурам феррита или манганита кальция. В условиях воздействия ударных волн также наблюдался переход магнетита. По расчетам плотность при нулевом давлении

¹ Mc Queen, Marsh [1966].

² Ahrens, Anderson, Ringwood [1969].

³ Reid, Ringwood [1970].

⁴ Mao, Basset, Takahashi [1970].

фазы, претерпевшей удар, должна быть около $6,3 \text{ г/см}^3$, по сравнению с плотностью $5,54 \text{ г/см}^3$ для смеси окислов $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$. Плотность модификации типа феррита кальция соединения Fe_2O_3 , вероятно, составит около $5,8 \text{ г/см}^3$ (табл. 11-6 и 11-7), что является довольно низкой величиной. Но если ионы Fe^{3+} в предполагаемой структуре феррита кальция были в низком спиновом состоянии¹, плотность возможно составит около $6,3 \text{ г/см}^3$, что с учетом различных неточностей дает удовлетворительное совпадение.

Из всех до сих пор известных наиболее плотными структурами соединений AB_2O_4 являются структуры типа феррита кальция (рис. 11-12) и близкие ей структуры типа CaTi_2O_8 и CaMn_2O_4 . Они состоят из парных октаэдров с общими ребрами, имеющими на каком-нибудь одном уровне общие углы, что дает восьмикоординатные позиции, которые могут быть заняты Ca^{++} , Eu^{++} , Mn^{++} или Na^+ . Пары октаэдров повторяются на последовательных уровнях с помощью общих ребер, образуя плотную решетку, в которой каждый октаэдр металл-кислород имеет общие ребра с четырьмя другими октаэдрами. Позиции с октаэдрической координацией могут быть заняты следующими трехвалентными ионами: Fe^{3+} , Cr^{3+} , V^{3+} , Eu^{3+} , Mn^{3+} , Al^{3+} и Sc^{3+} .

Хотя выше рассматривались главным образом структуры феррита кальция соединений вида $\text{A}^{++}\text{B}_2^{3+}\text{O}_4$, важно отметить, что такая же структура проявляется многими соединениями вида $\text{A}^+\text{B}^{3+}\text{C}^{4+}\text{O}_4$, например, NaScTiO_4 , NaFeSnO_4 и соединением высокого давления NaAlGeO_4 ². В этих соединениях ионы натрия занимают позицию с восьмерной координацией, тогда как октаэдрические позиции делятся между трех- и четырехвалентными ионами. Наблюдаются также более сложные распределения ионов. В соединении MgSc_2O_4 ³ отмечается в значительной степени неупорядоченное расположение с катионами Mg и Sc , заполняющими

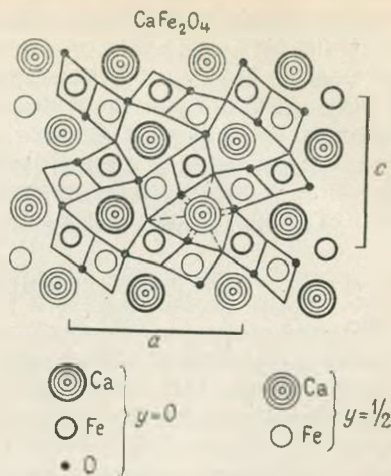


Рис. 11-12. Структура соединения CaFe_2O_4 , спроектированная на плоскость $a-c$, демонстрирующая парные с общими ребрами октаэдры FeO_6 с образованием «туннелей», занятых ионами Ca .

Пунктирными линиями показаны восьмерная или девятая координация ионов кальция. По Гортеру [1960]

¹ См. также Davies and Galfney [1973]; Hill, Peiser, Rait [1956]; Bertaut, Blum, Magnano [1956]; Decker, Kasper [1957]; Reid, Wadsley, Sienko [1968]. Bertaut, Blum [1956]; Lepicard, Protas [1966].

² Reid, Wadsley, Sienko [1968]; Reid, Wadsley, Reingwood [1967].

³ Müller-Buschbaum [1966].

позиции как с восьмерной, так и с шестерной координацией. В соединении $\text{NaCo}_{0.5}\text{Ti}_{1.5}\text{O}_4$ позиции с шестерной координацией делятся между двух- и четырехвалентными катионами¹. Кроме того, между различными конечными членами возможно образование твердых растворов в широких пределах. Эти свойства структуры феррита кальция с точки зрения геохимии могут иметь большое значение в связи с возможным переходом при экстремальных давлениях и обсуждаются в разделе 11-8.

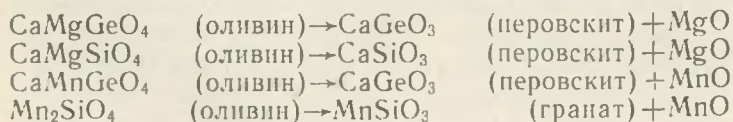
11-7. ДАЛЬНЕЙШИЕ ПЕРЕХОДЫ В ОЛИВИНАХ

Оливин состава Ca_2GeO_4 при высоком давлении переходит в структуру K_2NiF_4 ². Этот переход сопровождается увеличением плотности на 25%. Обычно структура K_2NiF_4 образуется между конечными членами, обладающими структурами каменной соли и рутила, и бывает на 2—7% (в среднем на 3,5%) плотнее изохимической смеси этих конечных членов (разд. 11-10). Следовательно, такие соединения под влиянием давления будут стабилизироваться по отношению к изохимической смеси окислов. Примерами, обнаруживающих такую структуру соединений, являются Sr_2TiO_4 , Sr_2SnO_4 , Ca_2MnO_4 и Ba_2PbO_4 .

Структура K_2NiF_4 может рассматриваться, как состоящая из чередующихся слоев, имеющих структуры типа каменной соли и перовскита. Крупный катион окружен девятью атомами кислорода, тогда как маленький катион имеет октаэдрическую координацию. Большинство окислов, способных кристаллизоваться в структуру K_2NiF_4 , при реакции в молекулярных отношениях 1:1, могут кроме того кристаллизоваться в структуру перовскита. Перовскиты также значительно плотнее изохимических смесей окислов входящих в их состав элементов (разд. 12-5). Исходя из ранее рассмотренных германатно-силикатных взаимосвязей, кажется возможным, что соединения Ca_2SiO_4 при очень высоком давлении могло бы принять структуру K_2NiF_4 . Возможность окончательного перехода соединения Mg_2SiO_4 в эту структуру рассматривается в разд. 11-8.

В противоположность Ca_2GeO_4 близкий оливин состава Cd_2GeO_4 при высоком давлении распадается на: Cd_2GeO_4 (оливин) \rightarrow CdGeO_3 (перовскит) + CdO (каменная соль).

Аналогичные реакции обнаруживаются для некоторых других оливинов³:



¹ Reid, личное сообщение.

² Ringwood, Reid [1968a]; Reid, Ringwood [1970].

³ Reid, Ringwood [1968a].

Сопровождающие эти распады увеличения плотностей составляют в среднем примерно 25%. Соединения Ca_2SnO_4 , Cd_2SnO_4 и Cd_2TiO_4 под давлением также распадаются на смеси фаз типа перовскита и каменной соли.

11-8. ВОЗМОЖНЫЕ ПЕРЕХОДЫ ОЛИВИНА СОСТАВА Mg_2SiO_4 В СТРУКТУРЫ С БОЛЬШЕЙ ПЛОТНОСТЬЮ, ЧЕМ ДЛЯ ИЗОХИМИЧЕСКИХ СМЕСЕЙ ОКИСЛОВ $\text{MgO} + \text{SiO}_2$

Уже обсуждались в некоторых деталях переходы, в результате которых шпинели A_2BO_4 могут достигать плотностей, аналогичных плотностям изохимических смесей конечных членов каменной соли и рутила. Имеются данные, что присутствующие в нижней мантии силикатные фазы могут достигать плотностей, которые примерно на 5% больше плотностей эквивалентных смесей окислов (см. гл. 14).

Ударно-волновые данные¹ определенно свидетельствуют о том, что такие фазы действительно существуют. Плотность полученной в результате ударного сжатия полиморфной разновидности высокого давления форстерита на несколько процентов выше плотности смешанных окислов (рис. 11-13). Дэвис и Гафни [1973] вновь проанализировали данные Югонио для гортонолитовых дунитов и фаялитов. В случае фаялита сжатия, наблюдаемые при давлениях 600—850 кбар, соответствовали фазе, обладающей плотностью полиморфной разновидности — Sr_2PbO_4 или смеси окислов. Однако полученные в двух экспериментах при давлениях 1000—1300 кбар плотности были значительно выше, указывая на наличие более плотно упакованной структуры. Эксперименты, осуществленные на гортонолитовых дунитах (приблизительно MgFeSiO_4), также интерпретировались на основе перехода в фазу, которая была примерно на 5% плотнее, чем смесь окислов. С другой стороны оказалось, что дунит Туни-Систерс ($\text{Mg}_{0.9}\text{Fe}_{0.1}$) $_2\text{SiO}_4$ переходит в фазу с плотностью аналогичной плотности изохимической смеси окислов. Причина такого разного поведения не известна; не исключено, что оно связано с кинетическими факторами.

Для того, чтобы достичь плотностей значительно больших, чем плотности изохимических смесей окислов, необходимы фазы с более высокой координацией железа и магния, чем шестерная. Вероятной структурой для этих наиболее плотных модификаций соединений Mg_2SiO_4 и Fe_2SiO_4 является структура феррита кальция. Другими возможными вариантами являются близкие структуры CaTi_2O_4 и CaMn_2O_4 ². Эти структуры содержат две неэквивалентных октаэдрических позиции и позицию с восьмерной координацией. Вполне возможно, что один катион Mg^{++} займет позицию с восьмерной координацией, как в пироповом гранате, тогда, как

¹ Mc Queen, Marsh [1966].

² Reid, Ringwood [1970].

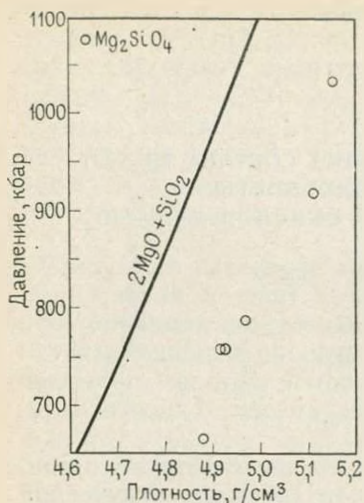


Рис. 11-13. Сжатие смеси $2\text{MgO} + \text{SiO}_2$, основанное на ударно-волновых данных Югонио для чистых MgO и SiO_2 , в сравнении с соответствующими данными для чистого форстерита Mg_2SiO_4 . При соответствующих давлениях форстерит достигает значительно более высоких плотностей, чем изохимические смеси окислов.

Данные Югонио по Мак-Куину и Маршу [1966]

не, образующееся между компонентами, имеющими структуры каменной соли и рутила. Ca_2IrO_4 обладает сложной гексагональной структурой², которая на 7% плотнее изохимической смеси $\text{CaO} + \text{IrO}_2$.

Также очень плотной является структура K_2NiF_4 . Она состоит из чередующихся подгрупп, имеющих структуры перовскита и каменной соли. Однако кристаллографический анализ Баура [1972] позволяет предположить, что форма высокого давления оливина состава Mg_2SiO_4 вряд ли примет эту структуру. Наоборот, при экстремальных давлениях Mg_2SiO_4 , вероятно, могла бы превратиться в смесь MgSiO_3 (типа перовскита) + MgO . Условия, при которых соединение MgSiO_3 могло бы существовать в структуре перовскита, рассматриваются в разд. 12-5. Такое соединение, вероятно, будет на 3—5% плотнее изохимической смеси окислов. Возможными моделями для этих переходов являются оливины составов MgCaSiO_2 , MgCaGeO_4 , MnCaGeO_4 и Cd_2GeO_4 , которые

октаэдрические позиции могут быть разделены между Mg^{++} и Si^{4+} как в $\text{Mg}_3(\text{Mg}, \text{Si})\text{Si}_3\text{O}_{12}$ — конечном члене гранатового ряда высокого давления (разд. 12-3).

Структура феррита кальция устойчива для широкого набора ионов, имеющих различные заряды и радиусы, и возможно широкое разнообразие твердых растворов. Полиморфная разновидность форстерита типа феррита кальция с формулой $\text{Mg}^{\text{VI}}(\text{Mg}, \text{Si})^{\text{VI}}\text{O}_4$ вероятно будет примерно на 5% плотнее изохимической смеси $2\text{MgO} + \text{SiO}_2$ (разд. 11-9). Такая фаза могла быть устойчивой в нижней мантии, где она образовывала бы твердые растворы с другими компонентами, обладающими структурами типа феррита кальция, главным образом с MgAl_2O_4 и NaAlSiO_4 ¹. Способность образовывать сложные твердые растворы вероятно будет важным фактором, стабилизирующим эту фазу в нижней мантии.

Другой структурой A_2BO_4 , которая могла бы рассматриваться для Mg_2SiO_4 является структура Ca_2IrO_4 — снова бинарное соедине-

¹ Ringwood [1970].

² Babel, Rudolf, Tschopp [1966].

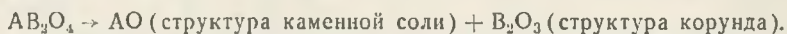
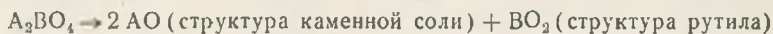
переходят, как указывалось в предыдущем разделе, в смеси со структурами типа перовскит+каменная соль.

Из вышеизложенного очевидно, что существует несколько структур или ассоциаций, которые на 3—7% плотнее изохимических смесей окислов и в которые в конце концов мог бы перейти оливин — Mg_2SiO_4 в более глубоких участках мантии. В настоящее время на основе некоторых последних данных¹ можно полагать, что ассоциация $MgSiO_3$ — перовскит плюс MgO является наиболее перспективной в этом отношении. Однако полиморфная разновидность Mg_2SiO_4 типа феррита кальция сохраняется, как явная возможность.

Следует сказать, что отмеченное недавно разложение Mg_2SiO_4 при высоком давлении на смешанные окислы никоим образом не противоречит возможности изменения положения этих окислов с образованием более плотных соединений при еще более высоких давлениях. В качестве примера можно привести шпинель состава $MgAl_2O_4$, которая в условиях давления порядка 200 кбар распадается на $MgO+Al_2O_3$, но которая при ударных давлениях, превышающих 700 кбар, переходит в фазу, значительно более плотную, чем смесь окислов (разд. 11-6, рис. 11-11).

11-9. ПЛОТНОСТНЫЕ ВЗАИМОСВЯЗИ СРЕДИ СТРУКТУР ТИПА A_2BO_4

Интерпретация строения нижней мантии на основе предполагаемой природы присутствующих в ней минералов требует точных методов расчета плотностей возможных полиморфных разновидностей высокого давления. Получение подобной информации возможно путем систематического изучения плотностей или мольных объемов различных классов соединений типа A_2BO_4 по отношению к изохимическим смесям окислов входящих в их состав элементов. Два основных класса соединений типа A_2BO_4 (или AB_2O_4) связаны с окислами слагающих их элементов уравнениями:



При сравнении объемов различных типов соединений A_2BO_4 с объемами соответствующих окислов раскрываются некоторые важные систематические взаимосвязи², которые показаны в табл. 11-6, 11-7 и на рис. 11-14. Можно видеть, что объемы изотопов данного структурного класса относительно изохимических смесей окислов весьма сходны и действительно характерны для данного структурного класса. В табл. 11-7 сравнивается средний объем для каждого класса с объемом изохимической смеси соответст-

¹ Reid, Ringwood [1975].

² Reid, Ringwood [1970].

Плотные соединения типа A_2BO_4 , формульные объемы A^3 .
По Рейду и Рингвуду [1970]

Соединение	V, A^3	Объем соединения (V^*) [*]
		Объем окислов (V_0)
1. Оливин (α) тип		
Ni_2SiO_4	70,58	1,186
Mg_2SiO_4	72,63	1,199
Co_2SiO_4	73,96	1,191
Mg_2GeO_4	73,34	1,175
Fe_2SiO_4	76,81	1,236
Mn_2SiO_4	81,70	1,201
$MgMnGeO_4$	81,29	1,191
$CoMnGeO_4$	81,72	1,185
$FeMnGeO_4$	82,76	1,186
Mn_2GeO_4	84,84	1,186
$CaMgSiO_4$	85,27	1,222
γ - Ca_2SiO_4	96,75	1,226
Ca_2GeO_4	102,0	1,226
2. Тип β - Mg_2SiO_4		
$Mg_2SiO_4^{**}$	67,41	1,112
$Co_2SiO_4^{**}$	69,08	1,112
$Mn_2GeO_4^{**}$	79,72	1,115
$Zn_2SiO_4^{**}$	69,29	
3. Шпинель A_2BO_4 (γ) тип		
$Ni_2SiO_4^{**}$	65,04	1,093
$Co_2SiO_4^{**}$	67,37	1,085
$Ni_2GeO_4^{**}$	69,45	1,088
$Fe_2SiO_4^{**}$	69,78	1,096
Mg_2GeO_4	70,09	1,079
Li_2NiF_4	71,81	1,092
Co_2GeO_4	71,94	1,083
$NiMnGeO_4^{**}$	73,03	1,079
Mg_2VO_4	73,71	1,103
Fe_2GeO_4	74,38	1,094
$CoMnGeO_4^{**}$	74,78	1,084
Co_2TiO_4	75,13	1,073
Mg_2TiO_4	75,15	1,096
$FeMnGeO_4^{**}$	75,90	1,088
Fe_2TiO_4	77,74	1,085
Mg_2SnO_4	80,59	1,103
Co_2SnO_4	80,73	1,082
4. Тип Sr_2PbO_4 (δ)		
$FeMnGeO_4^{**}$	70,21	1,006
$Mn_2GeO_4^{**}$	71,90	1,005
Mn_2SnO_4	80,63	1,012
$NaCuF_4^{***}$	85,28	1,022
Cd_2SnO_4	87,85	1,004
Ca_2SnO_4	90,95	0,995
Ca_2PbO_4	96,00	0,990
Sr_2PbO_4	108,30	0,984
5. Тип $CaMn_2O_4$		
$Mn_3O_4^{**}$	70,93	0,979
$CaMn_2O_4$	77,00	0,984

Соединение	$V, \text{Å}^3$	Объем соединения (V) [*]
		Объем окислов (V_0)
6. Тип K_2NiF_4		
$Ca_2GeO_4^{**}$	81,30	0,976
Ca_2MnO_4	81,35	0,975
Sr_2TiO_4	94,85	0,949
Sr_2RuO_4	95,38	0,951
Sr_2IrO_4	97,74	0,972
Sr_2MoO_4	98,64	0,970
Sr_2SnO_4	102,10	0,978
K_2NiF_4	104,92	0,956
K_2MgF_4	107,20	0,982
Ba_2SnO_4	113,95	0,950
Ba_2PbO_4	123,0	0,980
7. Тип $CaFe_2O_4$		
$CaAlO_4^2$	66,03	0,939
$\beta-CaCr_2O_4$	71,90	0,944
CaV_2O_4	73,80	0,953
$CaFe_2O_4$	74,55	0,954
$CaIn_2O_4$	87,45	0,962
8. $CaTi_2O_4$		
$CaTiO_4$	76,08	0,951
9. Ca_2IrO_4	81,90	0,935

* V — объем на единицу формулы, V_0 — сумма объемов по формулам окислов составляющих элементов типов каменной соли, рутила или корунда.

** Фазы высокого давления.

*** Моноклинное искажение структуры типа Sr_2PbO_4 .

вующих окислов ($2AO$ каменная соль + VO_2 рутил или AO каменная соль + B_2O_3 корунд). Благодаря такой систематической взаимосвязи становится возможным достаточно точно определить плотность, которой могло бы обладать любое данное соединение типа A_2BO_4 (или AB_2O_4) при переходе в другой структурный класс. Эта информация постоянно использовалась в предыдущих разделах.

В табл. 11-7 также даны координационные числа для катионов и анионов кислорода каждого структурного типа. В нескольких случаях видно, что один вид атомов занимает более одного типа узлов решетки, имеющих различные координации. Как и предполагалось при возрастании плотностей структур наблюдается общее увеличение средних координационных чисел. Поскольку в любой структуре общее число связей от металла к атомам кислорода должно быть равно числу связей от кислорода к атомам металла, сумма произведений (число атомов металла данного координационного числа) \times (координационное число) должна быть равна сумме произведений (число атомов кислорода данного координационного числа) \times (координационное число), как это вид-

Относительные объемы полиморфных разновидностей типа A_2BO_4 .
По Рейду и Рингвуду [1970]

Тип структуры	Примеры с координационными числами* металлов и анионов	V/V_0^{**}	$\Delta V/V_0^{***}$, %
Оливин \bar{a}	$^{[6]}Mg_2 \ ^{[4]}Si \ O_4$	1,20	20
Тип $\bar{\beta}$ - Mg_2SiO_4	$^{[6]}Co_4 \ ^{[4]}Si_2 \ ^{[4]}O_6 \ ^{[5]}O \ ^{[3]}O$	1,11 ₅	11,5
Шпинель A_2BO_4 [γ]	$^{[6]}Fe_2 \ ^{[4]}Si \ O_4$	1,09	9
Шпинель AB_2O_4	$^{[4]}Mg \ ^{[6]}Al_2 \ O_4$	1,07 ₅	7,5
$2AO + BO_2$	$2 \ ^{[6]}Mg \ O + \ ^{[6]}Ti \ O_2$	1,00	0
$AO + B_2O_3$	$^{[6]}Mg \ O + \ ^{[6]}Al_2 \ O_3$	1,00	0
Sr_2PbO_4 [$\bar{\delta}$]	$^{[6]}Mn_2 \ ^{[6]}Ge \ ^{[5]}O_2 \ ^{[4]}O_2$	1,00	0
$CaMn_2O_4$	$^{[8]}Ca \ ^{[6]}Mn_2 \ ^{[5]}O_2 \ ^{[6]}O_1 \ ^{[4]}O_1$	0,98	-2
Дефектная $NiAs$ ****	$^{[6]}Fe \ ^{[6]}Cr_2 \ ^{[5]}S_2 \ ^{[4]}S_2$	0,98	-2
K_2NiF_4	$^{[9]}Ca_2 \ ^{[6]}Ge \ ^{[6]}O_4$	0,96 ₃	-3,5
$CaFe_2O_4$	$^{[8]}Ca \ ^{[6]}Al_2 \ ^{[5]}O_4$	0,94 ₄	-5,5
$CaTi_2O_4$	$^{[8]}Ca \ ^{[6]}Ti_2 \ ^{[5]}O_2 \ ^{[6]}O_1 \ ^{[4]}O_1$	0,94 ₃	-5,5
Ca_2IrO_4	$^{[9]}Ca_2 \ ^{[7]}Ca_3 \ ^{[6]}Ca_1 \ ^{[6]}Ir_3 \ ^{[6]}O_3 \ ^{[5]}O_9$	0,93 ₅	-6,5

* Координационное число показано верхним индексом в скобках.

** Объемы структур по отношению к сумме объемов окислов, входящих в состав элементов, средние значения из рис. 11-14.

*** $\Delta V = V - V_0$.**** Тип A_2BO_4 , еще не получен для окислов.

но из табл. 11-7. В фазах такой же плотности или плотнее соответствующих смесей простых окислов подобное требование приводит к координациям по кислороду до 5 или 6.

Класс дефектной структуры арсенида никеля включен в табл. 11-7, хотя он и не образуется окислами. Были сообщения о переходах при высоком давлении нескольких халькогенидных шпинелей ($FeCr_2S_4$, $CoCr_2S_4$, $CuCr_2S_4$, $CuCr_2Te_4$ и Fe_3S_4) в дефектную структуру арсенида никеля. Связанное с переходом увеличение плотности составляет около 8%, и это навело на мысль о возможном значении данной структуры для нижней мантии. Однако это не кажется возможным, если характер связей в окислах под давлением не изменится достаточно резко на кова-

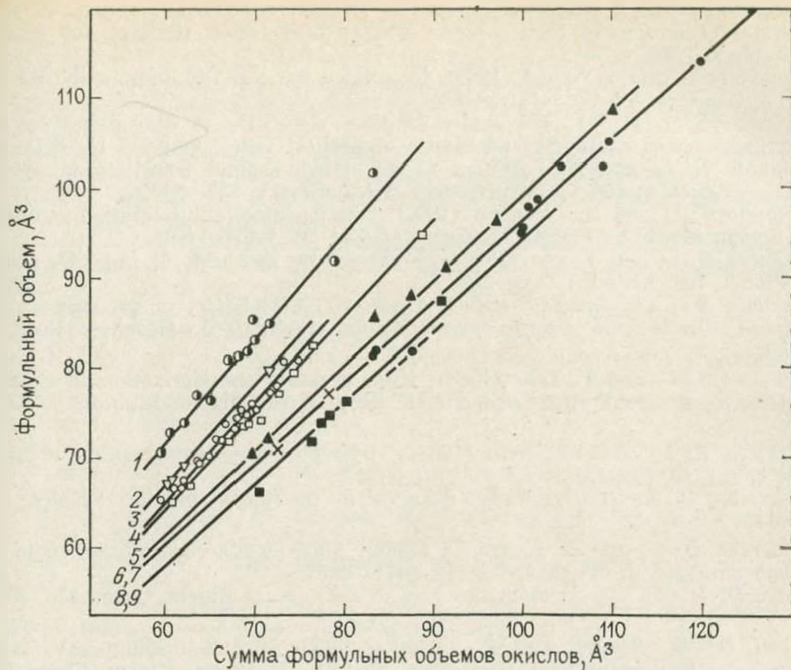


Рис. 11-14. Формульные объемы полиморфных разновидностей A_2BO_4 и AB_2O_4 по отношению к объемам их изоструктурных смесей $2AX$ (каменная соль) + VX_2 (рутил) или AO (каменная соль) + B_2O_3 (корунд). По Рейду и Рингвуду (1970).

Структурные типы показаны: 1 — оливин (α) — вертикально заштрихованными кружками, 2 — тип β — Mg_2SiO_4 — перевернутыми треугольниками, 3 — A_2BO_4 — шпинель (γ) — светлыми квадратами, 5 — Sr_2PbO_4 (δ) — заштрихованными треугольниками, 6 — $CaMn_2O_4$ — крестиками, 7 — K_2NiF_4 — черными кружками, 8 — CaF_2O_4 — заштрихованными квадратами, 9 — Ca_2JgO_4 — заштрихованными шестиугольниками

лентный или металлический. Такой вид связи существует в структурах типа арсенида никеля, что позволяет атомам металлов иметь в качестве ближайших соседних частиц два атома других металлов. Подобная структура была бы невозможна для окисла, пока атомы металла сохраняли бы любой полярный (т. е. ионный) характер. Соображения электронных орбиталей атомов кислорода позволяют высказать предположение, что они не могут встретить достаточно сложной орбитальной формы, необходимой для связи в структуре арсенида никеля¹.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ahrens T. J. (1972a). The mineralogic distribution of iron in the upper mantle. Phys. Earth Planet. Interiors 5, 267—281.

Ahrens T. J. (1972b). The state of mantle minerals. Tectonophysics 13, 189—219.

¹ Rooymans [1967]; Ahrens, Syono [1967]; Wang [1970].

Ahrens T. J., D. L. Anderson, and A. E. Ringwood (1969). Equations of state and crystal structures of high pressure phases of shocked silicates and oxides. *Rev. Geophys.* 7, 667—707.

Ahrens T. J., and Y. Syono (1967). Calculated mineral reactions in the Earth's mantle. *J. Geophys. Res.* 72, 4181—4188.

Akimoto S. I. (1972). The system $MgO-FeO-SiO_2$ at high pressures and temperatures—phase equilibria and elastic properties. *Tectonophysics* 13, 161—187.

Akimoto S. I., and H. Fujisawa (1966). Olivine-spinel transition in system $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$ at 800° C. *Earth Planet. Sci. Letters* 1, 237—240.

Akimoto S. I., and H. Fujisawa (1968). Olivine-spinel solid solution equilibria in the system $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$. *J. Geophys. Res.* 73, 1467—1479.

Akimoto S. I., and Y. Ida (1966). High-pressure synthesis of Mg_2SiO_4 spinel. *Earth Planet. Sci. Letters* 1, 358—359.

Akimoto S. I., E. Komada, and I. Kushiro (1967). Effect of pressure on the melting of olivine and spinel polymorphs of Fe_2SiO_4 . *J. Geophys. Res.* 72, 679—686.

Akimoto S. I., and Y. Sato (1968). High pressure transformation in Co_2SiO_4 olivine and some geophysical implications. *Phys. Earth Planet. Interiors* 1, 498—505.

Akimoto S. I., and Y. Syono (1967). High pressure decomposition of some titanate spinels. *J. Chem. Physics* 47, 1813—1817.

Anderson D. L. (1967). Phase changes in the upper mantle. *Science* 157, 1165—1173.

Anderson D. L., and H. Kanamori (1968). Shock wave equations of state for rocks and minerals. *J. Geophys. Res.* 73, 6477—6502.

Babel D. (1965). Die Struktur des Na_2CuF_4 . *Z. anorg. allgem. Chem.* 336, 200—206.

Babel D., W. Rudolf, and R. Tschopp (1966). Erdalkaliridium (IV)-oxide. Struktur von Dicalciumiridium (IV)-oxide, Ca_2IrO_4 . *Z. anorg. allgem. Chem.* 347, 282—288.

Bassett W. A., and L. Ming (1973). Disproportionation of Fe_2SiO_4 to $2FeO+SiO_2$ at pressures up to 250 kilobars and temperatures up to 3000° C. *Phys. Earth Planet. Interiors* 6, 154—160.

Bassett W. A., and T. Takahashi (1970). Disproportionation of Fe_2SiO_4 to $2FeO+SiO_2$ at high pressure and temperature. (Abstract.) *Trans. Am. Geophys. Union* 51, 828.

Baur W. H. (1972). Computer-simulated crystal structures of observed and hypothetical Mg_2SiO_4 polymorphs of high and low density. *Am. Min.* 57, 709—731.

Bernal J. D. (1936). *Discussion. Observatory* 59, 268.

Bertaut E. F., and P. Blum (1956). Determination of the structure of Ti_2CaO_4 . *Acta Cryst.* 9, 121—126.

Bertaut E. F., and P. Plum, and G. Magnano (1956). Structure des vanadite, chromite et ferrite monoclinique. *Bull. Soc. Franc. Min. Crist.* 79, 536—561.

Binns R. A., R. J. Davis, and S. B. J. Reed (1969). Ringwoodite, natural $(MgFe)_2SiO_4$ spinel in the Tenham meteorite. *Nature* 221, 943—944.

Birch F. (1952). Elasticity and constitution of the Earth's interior. *J. Geophys. Res.* 57, 227—286.

Birch F. (1964). Density and composition of mantle and core. *J. Geophys. Res.* 69, 4377—4388.

Blasse G. (1963). Crystal structures of some compounds of the type $LiMe^{3+}Me^{1+}O_4$ and $LiMe^{2+}Me^{3+}O_4$. *J. Inorg. Nuclear Chem.* 25, 230—231.

Bragg W. L., and G. B. Brown (1926). The structure of olivine. *Z. Krist.* 61, 538—556.

Bragg W. L., and G. F. Claringbull (1965). „Crystal Structures of Minerals“. Bell and Sons, London, 409 pp.

Clark S. P., and A. E. Ringwood (1964). Density distribution and constitution of the mantle. *Rev. Geophys.* 2, 35—88.

Dachille F., and R. Roy (1960). High pressure studies of the system $Mg_2GeO_4-Mg_2SiO_4$ with special reference to the olivine-spinel transition. *Am. J. Sci.* 258, 225—246.

Datta R. K., and R. Roy (1967). Equilibrium order-disorder in spinels. *J. Am. Ceram. Soc.* 50, 578—583.

Davies G. F., and E. Gaffney (1973). Identification of high pressure phases of minerals and rocks from Hugoniot data. *Geophys. J.* 33, 165—183.

Decker B. F., and J. S. Kasper (1957). The structure of calcium ferrite. *Acta Cryst.* 10, 332—337.

Gaffney E. S., and D. L. Anderson (1973). The effect of low-spin Fe^{2+} on the composition of the lower mantle. *J. Geophys. Res.* 78, 7005—7014.

Goldschmidt W. M. (1931). Zur Kristallchemie des Germaniums. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Physik. Kl.* 184—190.

Gorter E. W. (1960). Some structural relationships of ternary transition metal oxides. In: „Proc. 17th Internat. Congress for Pure and Applied Chemistry, Munich, 1959“: vol. 1, *Inorganic Chem.* pp. 303—328.

Helmberger D., and R. A. Wiggins (1971). Upper mantle structure of mid-western United States. *J. Geophys. Res.* 76, 3229—3245.

Hill P. M., H. S. Peiser, and J. R. Rait (1956). The crystal structure of calcium ferrite and β calcium chromite. *Acta Cryst.* 9, 981—986.

Ito E., Y. Matsui, K. Suito, and N. Kawai (1974). Synthesis of γ - Mg_2SiO_4 . *Phys. Earth Planet. Interiors* 8, 342—344.

Jackson I. N., R. C. Liebermann, and A. E. Ringwood (1974). Disproportionation of spinels to mixed oxides: Effect of inverse character and implications for the mantle. *Earth Planet. Sci. Letters* 24, 203—208.

Jeffreys H. (1937). On the materials and density of the earth's crust. *Mon. Not. Roy. Astron. Soc., Geophys. Suppl.* 4, 50—61.

Kamb B. (1968). Structural basis of the olivine-spinel stability relation. *Am. Min.* 53, 1439—1455.

Kawai N., S. Endoh, and S. Sakata (1966). Synthesis of Mg_2SiO_4 with a spinel structure. *Proc. Japan. Acad.* 42, 626—628.

Kumazawa M., H. Sawamoto, E. Ohtani, and K. Masaki (1974). Postspinel phase of forsterite and evolution of the earth's mantle. *Nature* 247, 356—358.

Lepicard G., and J. Protas (1966). Structural study of the double oxide of manganese and calcium, orthorhombic $CaMn_2O_4$ (marokite). *Bull. Soc., Franc. Mineral. Crist.* 89, 318—324.

Ma C. B., and J. F. Hays (1972). New phases on the join $NiAl_2O_4$ — Ni_2SiO_4 . *Geol. Soc. Am. Annual Meeting.* (Abstract.)

Ma C. B., J. F. Hays, and C. W. Burnham (1971). Octahedral coordination of silicon in silicate spinels (revised abstract). *EOS* 52, 536.

MacDonald G. J. F. (1956). Quartz-coesite stability relations at high temperatures and pressures. *Am. J. Sci.* 254, 713—721.

MacDonald G. J. F. (1962). On the internal constitution of the inner planets. *J. Geophys. Res.* 67, 2945—2974.

Mao H., W. Bassett, and T. Takahashi (1970). High pressure transformation in magnetite. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 68, 249—251.

Mao H., and P. Bell (1971). High pressure decomposition of spinel (Fe_2SiO_4). *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 70, 176—178.

McQueen R. G., J. N. Fritz, and S. P. Marsh (1964). On the composition of the earth's interior. *J. Geophys. Res.* 69, 2947—2978.

McQueen R. G., and S. P. Marsh (1966). In: S. P. Clark, Jr. (ed.), „Handbook of Physical Constants“. *Geol. Soc. Am. Memoir* 97.

McQueen R. G., S. P. Marsh, and J. N. Fritz (1967). Hugoniot equation of state of twelve rocks. *J. Geophys. Res.* 72, 4999—5036.

Ming L., and W. Bassett (1974). Postspinel phases in Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 system up to 80 % Mg_2SiO_4 . (Abstract.) *EOS* 55, 416—417.

Moore P. B., and J. V. Smith (1969). High pressure modification of Mg_2SiO_4 : Crystal structure and crystallochemical and geophysical implications. *Nature* 221, 653—655.

Morimoto N., S. Akimoto, K. Koto, and M. Tokonami (1969). Modified spinel, betamanganous orthogermanate: Stability and crystal structure. *Science* 165, 586—588.

Müller-Buschbaum H. (1966). Über oxoscandate II zue Kenntnis des $MgSc_2O_4$. *Z. anorg. allgem. Chem.* 343, 113—224.

- Reid A. F., and A. E. Ringwood (1969a). Newly observed high pressure transformations in Mn_3O_4 , $CaAl_2O_4$ and $UrSiO_4$. *Earth Planet. Sci. Letters* 6, 205—208.
- Reid A. F., and A. E. Ringwood (1969b). High pressure scandium oxide and its place in the molar volume relationships of dense structures of M_2X_3 and ABX_3 type. *J. Geophys. Res.* 74, 3238—3252.
- Reid A. F., and A. E. Ringwood (1970). The crystal chemistry of dense M_3O_4 Polymorphs: High pressure Ca_2GeO_4 of K_2HfF_4 structure type. *J. Solid State Chem.* 1, 557—565.
- Reid A. F., and A. E. Ringwood (1975). High pressure modification of $ScAlO_3$ and some geophysical implications. *J. Geophys. Res.* (In press.)
- Reid A. F., A. D. Wadswley, and A. E. Ringwood (1967). High pressure $NaAlGeO_4$, a calcium ferrite isomorph and model structure for silicates at depth in the earth's mantle. *Acta Cryst.* 23, 736—739.
- Reid A. F., A. E. Ringwood, and M. Sienko (1968). Crystal chemistry of sodium scandium titanate $NaScTiO_4$, and its isomorphs. *Inorg. Chem.* 7, 112—118.
- Ringwood A. E. (1956). The olivine-spinel transition in the earth's mantle. *Nature* 178, 1303—1304.
- Ringwood A. E. (1958a). The constitution of the mantle I. Thermodynamics of the olivine-spinel transition. *Geochim. Cosmochim. Acta* 13, 303—321.
- Ringwood A. E. (1958b). The constitution of the mantle II. Further data on the olivine-spinel transition. *Geochim. Cosmochim. Acta* 15, 18—29.
- Ringwood A. E. (1958c). Constitution of the mantle III. Consequences of the olivine-spinel transition. *Geochim. Cosmochim. Acta* 15, 195—212.
- Ringwood A. E. (1958d). Olivine-spinel inversion in fayalite. *Bull. Geol. Soc. Am.* 69, 129—130.
- Ringwood A. E. (1962a). Prediction and confirmation of olivine spinel transition in Ni_2SiO_4 . *Geochim. Cosmochim. Acta* 26, 457—469.
- Ringwood A. E. (1962b). Mineralogical constitution of the deep mantle. *J. Geophys. Res.* 67, 4005—4010.
- Ringwood A. E. (1963). Olivine-spinel transformation in cobalt orthosilicate. *Nature* 198, 79—80.
- Ringwood A. E. (1966). Mineralogy of the mantle. In: P. Hurley (ed.), „Advances in Earth Sciences“, pp. 357—399. M. I. T. Press, Cambridge.
- Ringwood A. E. (1968). High pressure transformations in A_2BO_4 compounds. (Abstract.) *Trans. Am. Geophys. Union* 49, 355.
- Ringwood A. E. (1969). Phase transformations in the mantle. *Earth Planet. Sci. Letters* 5, 401—412.
- Ringwood A. E. (1970). Phase transformations and the constitution of the mantle. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 109—155.
- Ringwood A. E., and A. Major (1966). Synthesis of Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 solid solutions. *Earth Planet. Sci. Letters* 1, 241—245.
- Ringwood A. E., and A. Major (1967). High pressure transformations in zinc germanates and silicates. *Nature* 215, 1367—1368.
- Ringwood A. E., and A. Major (1970). The system Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 at high pressures and temperatures. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 89—108.
- Ringwood A. E., and A. F. Reid (1968a). High pressure polymorphs of olivines: the K_2NiF_4 type. *Earth Planet. Sci. Letters* 5, 67—70.
- Ringwood A. E., and A. F. Reid (1968b). High pressure transformations of spinels, I. *Earth Planet. Sci. Letters* 5, 245—250.
- Ringwood A. E., and A. F. Reid (1971). Olivine-spinel transformations in $MgMnGeO_4$, $FeMnGeO_4$ and $CoMnGeO_4$. *J. Phys. Chem. Solids* 31, 2791—2793.
- Rooymans C. J. M. (1967). Structural investigations on some oxides and other chalcogenides at normal and very high pressures. Doctoral thesis, University of Amsterdam.
- Schatz J. F., and G. Simmons (1972). Thermal conductivity of earth materials at high temperatures. *J. Geophys. Res.* 77, 6966—6983.
- Shannon R. D., and C. T. Prewitt (1969). Effective ionic radii in oxides and fluorides. *Acta Cryst.* B25, 925—946.
- Shimazu Y. (1958). A chemical phase transition hypothesis on the origin of the C-layer within the mantle of the earth. *J. Earth Sci. Nagoya University* 6, 12—30.

Simpson D. W., R. F. Mercu, and D. King (1974). An array study of P wave velocities in the upper mantle and transition zone beneath northeastern Australia. Bull. Seism. Soc. Am. (In press.)

Smith J. V., and B. Mason (1970). Pyroxene-garnet transformation in Coorara meteorite. Science 168, 832—834.

Stishov S. M. (1962). On the internal structure of the earth. Geokhimiya No. 8, 649—659.

Stishov S. M. (1963). Equilibrium line between coesite and the rutile-like modification of silica. (In Russian.) Dokl. Adad. Nauk SSSR 148, no. 5, 1186—1188.

Stishov S. M., and S. V. Popova (1961). New dense polymorphic modification of silica. Geokhimiya No. 10, 837—839.

Stoll E., P. Fischer, W. Haegle, and G. Maier (1964). Redetermination of cation distribution of spinel ($MgAl_2O_4$) by means of neutron diffraction. J. Phys (Paris) 25, 447—448.

Suito K. (1972). Phase transformations of pure Mg_2SiO_4 into a spinel structure under high pressures and temperatures. J. Phys. Earth 20, 225—243.

Syono Y., S. A. Akimoto, and Y. Matsui (1971). High pressure transformations in zinc silicates. J. Solid State Chem. 3, 369—380.

Syono Y., H. Sawamoto, and S. A. Akimoto (1969). Disordered ilmenite $MnSnO_3$ and its magnetic property. Solid State Communications 7, 713—716.

Tarte P., and A. E. Ringwood (1962). Infra-red spectra of the spinels Ni_2SiO_4 , Ni_2GeO_4 and their wolid solutions. Nature 193, 971—972.

Trömel M. (1965). Zur Struktur der Verbindungen vom Sr_2PbO_4 -Typ. Naturwiss. 17, 492—493.

Trömel M. (1967). Kristallstrukturdaten für Ca_2SnO_4 und Cd_2SnO_4 . Naturwiss. 54, 17—18.

Wadswley A. D., A. F. Reid, and A. E. Ringwood (1968). The high pressure form of Mn_2GeO_4 , a member of the olivine group. Acta Cryst. B24, 740—742.

Wang C. Y. (1967). Phase transitions in rocks under shock compression. Earth Planet. Sci. Letters 3, 107—113.

Wang C. Y. (1970). Can mantle minerals have the NiAs structure? Phys. Earth Planet. Interiors 3, 213—217.

Whitcomb J. H., and D. L. Anderson (1970). Reflection of P'P' seismic waves from discontinuities in the mantle. J. Geophys. Res. 75, 5713—5728.

Wyckoff R. W. G. (1965). „Crystal Structures“, vol. 3, 2d ed. Interscience, a division of Wiley, New York. 981 pp.

Yagi T., F. Marumo, and S. I. Akimoto (1974). Crystal structure of spinel polymorphs of Fe_2SiO_4 . Am. Min. 59, 486—490.

Глава 12

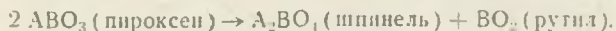
ПЕРЕХОДЫ ВЫСОКОГО ДАВЛЕНИЯ В СОЕДИНЕНИЯХ ТИПА ABO_3

Следующими за оливином главными минеральными составляющими верхней мантии являются пироксены и гранаты (гл. 3, 5 и 6). Основные химические формулы этих двух групп минералов сходны между собой и характеризуются двумя катионами на три аниона кислорода. Несмотря на свойственные им сложные составы и образование большого числа твердых растворов, конечные члены этих групп обычно имеют простые формулы вида $A^{2+}B^{4+}O_3$ и $C_2^{3+}O_3$. Вследствие широкого распространения этих минералов в верхней мантии, их поведение в условиях высоких давлений чрезвычайно важно для понимания строения нижней мантии. Как мы увидим, они обнаруживают широкое разнообра-

зие переходов, большинство из которых открыты совсем недавно. Вначале дадим описание переходов в пироксенах и пироксенондах.

12-1. РАСПАД ПИРОКСЕНОВ НА СТРУКТУРЫ ШПИНЕЛЬ+РУТИЛ

Некоторые пироксены при высоких давлениях разлагаются на смеси фаз типа шпинель+рутил согласно следующей реакции:



Переходы этого вида были открыты¹ в германатных пироксенах FeGeO_3 , CoGeO_3 и $(\text{Mg}_{0.75}\text{Ni}_{0.25})\text{GeO}_3$. Они происходили при давлениях от 10 до 25 кбар и температуре 700°C и сопровождались увеличением плотности примерно на 15% (табл. 12-1).

Таблица 12-1

Переходы в пироксенах при температуре от 700 до 1000°C .
По Рингвуду и Сибруку [1963], Рингвуду и Мэйджеру [1966а, 1966б, 1968]

$2\text{ABO}_3 \rightarrow \text{A}_2\text{BO}_4 + \text{BO}_2$ (пироксен) \rightarrow (шпинель) + (рутил)	$\Delta\rho/\rho \sim 15\%$	Ссылка на источник
Пироксен	Примерное давление перехода, кбар	
FeGeO_3	10	Ringwood, Seabrook [1963]
CoGeO_3	10	То же
$(\text{MgNi})\text{GeO}_3$	10	" "
FeSiO_3	100	Ringwood, Major [1966а]
CoSiO_3	100	То же [1966б]
FeSiO_3 — MgSiO_3 твердые растворы до $(\text{Mg}_{0.43}\text{Fe}_{0.57})\text{SiO}_3$	100—200	То же [1968]

Позже было обнаружено, что при давлениях, близких к 100 кбар и температуре порядка 1000°C пироксены составов FeSiO_3 и CoSiO_3 также переходили в шпинели FeSiO_4 и $\text{CoSiO}_4 + \text{SiO}_2$ (стишовит) соответственно². Интересно отметить сходство в типах переходов FeSiO_3 и FeGeO_3 с одной и CoSiO_3 и CoGeO_3 с другой стороны, а также то, что для перехода германатов требуется давление только в 10 кбар, тогда как для перехода силикатов необходимо давление в 100 кбар.

После получения перехода в FeSiO_3 —компоненте природных пироксенов, следующим шагом была попытка распространить имеющиеся данные на составы с большим содержанием магния

¹Ringwood, Seabrook [1963].

²Приведенные данные несколько меньше величин, данных в первоисточнике, что связано с пересмотрами в шкале давлений. [Ringwood, Major, 1966 а, б, с].

путем изучения системы FeSiO_3 — MgSiO_3 . На рис. 12-1 показаны результаты подобных предварительных исследований¹. Положение границы устойчивости шпинелей достаточно обоснованно определено из расчетов параметров их решетки. Но граница начала разрушения пироксенов не зафиксирована так хорошо, что связано с проблемами получения равновесия во время кристаллизации стекол системы MgSiO_3 — FeSiO_3 . Тем не менее общий характер фазовой диаграммы явно установлен. По мере увеличения давления от 100 до 190 кбар содержание магния в составе пироксенов, которые могут полностью переходить в $(\text{Fe, Mg})_2\text{SiO}_4$ (шпинель) + SiO_2 (стишовит), возрастает от FeSiO_3 до $(\text{Mg}_{0.43}\text{Fe}_{0.57})\text{SiO}_3$. Поле шпинели, стишовита и неизмененного пироксена достаточно широко, так, что в соответствии с этим уравнением большое количество пироксенов, состав которых изменяется примерно до $(\text{Mg}_{0.8}\text{Fe}_{0.2})\text{SiO}_3$ может подвергнуться частичному переходу.

Интересной особенностью является то, что при одинаковом отношении Fe/Mg пироксены сохраняют устойчивость при значительно больших давлениях по сравнению с соответствующими оливинами (см. рис. 12-1 и 11-7). Для получения давления перехода чистой MgSiO_3 возможно экстраполировать фазовые границы, изображенные на рис. 12-1. Неточности в расположении фазовых границ делают экстраполяцию рискованной. Однако предположение о том, что соединение MgSiO_3 могло бы перейти² в β - Mg_2SiO_4 + SiO_2 (стишовит) при давлениях в интервале 200—300 кбар и при условии отсутствия перехода других главных фаз, кажется разумным.

12-2. ПИРОКСЕН-ИЛЬМЕНитОВЫЙ ПЕРЕХОД

Возможность перехода MgSiO_3 в конце концов в структуру корунда (по существу — разупорядоченную структуру рутила)

¹ Ringwood, Major [1968].

² Дополнительное замечание относительно давления: Итои др. [1972] подтвердили этот переход, имеющий место при давлении более 200 кбар и температуре 1000° С.

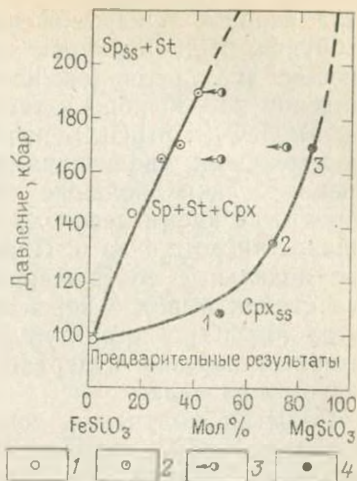


Рис. 12-1. Фазы, наблюдаемые в системе FeSiO_3 — MgSiO_3 при давлениях до 200 кбар и температуре около 1000° С.

По Рингвуду и Мэйджеру [1968].
1 — полный переход в шпинель+стишовит ($\text{Sp} + \text{St}$), 2 — граница, определенная составом шпинели, полученным из базы постоянной решетки; 3 — экспериментальное измерение в трехфазном поле, в котором был определен состав шпинели; 4 — предполагаемые точки (1, 2, 3) на границе поля устойчивости широксена

была впервые предположена Дж. Б. Томпсоном¹. Рингвудом и Сибрукком были получены экспериментальные данные, подтверждающие это предположение. Они продемонстрировали, что при давлении 25—30 кбар и температуре 700°С ортопироксены составов $MgGeO_3$ и $MnGeO_4$ переходили в структуры ильменита с одновременными увеличениями плотностей на 15 и 18% соответственно². Такие большие увеличения плотностей объяснялись тем, что во время перехода ион германия изменял свое координационное число с 4 на 6. Принимая во внимание ранее рассмотренные модельные соотношения между германатами и силикатами, был сделан вывод о вероятности окончательного перехода соединения $MgSiO_3$ в структуру ильменита. Затем появлялся альтернативный переход в неравновесные фазы, рассмотренный в предыдущем разделе.

Попытки получения дополнительных сведений о характере перехода $MgSiO_3$ осуществлялись путем изучения при высоких давлениях системы $MgGeO_3$ — $MgSiO_3$ ³. На рис. 12-2 показаны результаты предварительных исследований этой системы. Наблюдается, что $MgSiO_3$ проявляет значительную твердофазную растворимость в ильмените $MgGeO_3$, и степень этой растворимости увеличивается с ростом давления, достигая примерно 25% при 170 кбар.

Значительная твердофазная растворимость $MgSiO_3$ при давлении 170 кбар в структуре ильменита важна для доказательства того, что разница свободной энергии при данном давлении между ильменитовой и пироксеновой формами этого соединения имеет небольшую величину (~2,6 ккал/моль). Рассмотренный в разделе 10-2 соответствующий подсчет по линиям приводит к расчетному давлению 213 кбар для перехода в чистый $MgSiO_3$. Из-за возможности с ростом давления увеличения отклонения от идеальности твердых растворов этот расчет имеет значительный интервал неопределенности. Тем не менее он показателен.

В противном случае можно просто экстраполировать фазовую диаграмму (см. рис. 12-2) на сторону $MgSiO_3$, и тогда было бы обоснованное предположение, что при давлении от 200 до 300 кбар это соединение, вероятно, приобретет структуру ильменита, если не помешают другие фазовые переходы.

Суммируя результаты предыдущего раздела, можно видеть, что экспериментальные данные указывают на два противоположных вида переходов, которые имеют место в интервале давлений 200—300 кбар. Энстатит может или прямо переходить в структуру ильменита, или наоборот, при более низком давлении им может достигаться поле устойчивости β - Mg_2SiO_4 + SiO_2 (стишо-вит), и в таком случае происходит разложение энстатита на эту

¹ Ссылка в работе Birch [1952, p. 234].

² Ringwood, Seabrook [1962, 1963]; Рингвудом и Мэйджером [1967с] и Сионо, Акимото и Мацуи [1971] была также синтезирована модификация ильменитового типа соединения $ZnGeO_3$.

³ Ringwood, Major [1966с, 1968].

ассоциацию. Неточности экспериментальных данных (см. рис. 12-1 и 12-2) не позволяют сделать выбор наиболее вероятного характера перехода¹.

Плотность ильменитовой формы соединения $MgSiO_3$ является довольно важным вопросом. В табл. 12-2 даются молярные объемы ильменитовых соединений в сравнении с объемами их составляющих конечных членов со структурами каменной соли и рутила.

Наблюдается, что плотности ильменитовых соединений на 2,0—4,7% меньше плотностей изохимических смесей окислов. Видимо это вызывается небольшим искажением, вызванным введением двух катионов другого размера в октаэдрические промежутки анионов кислорода с гексагональной плотной упаковкой. Разница в плотности ильменита состава $MgSiO_3$ на плотности окислов составляющих его элементов, вероятно, близка к разнице в этом показателе для $MgGeO_3$ (4,4%) и $MnGeO_3$ (4,7%). Если принять цифру 4,5%, то плотность $MgSiO_3$ (ильменита), вероятно, составит $3,80 \text{ г/см}^3$. Другой метод, основанный на экстраполяции длин связей для соединений вида A_2O_3 и ABO_3 , дает значение плотности для ильменита состава $MgSiO_3$ в $3,76 \text{ г/см}^3$. Среднее значение $3,78 \text{ г/см}^3$, вероятно, будет недалеко от истины.

Структура корунда может рассматриваться, как состоящая из гексагональной плотно упакованной решетки атомов кислорода с атомами металла, занимающими две трети пустот с октаэдрической координацией. Таким образом, каждый атом металла окружен октаэдром атомов кислорода, в то время как атомы кислорода, в свою очередь, окружены четырьмя атомами металла.



Рис. 12-2. Фазы, присутствующие в системе $MgGeO_3$ — $MgSiO_3$ при давлениях до 170 кбар и температуре около 1000°С.

1 — гомогенные твердые растворы ильменитового типа; 2 — двухфазная область твердых растворов ильменит + пироксен; 3 — пироксеновые твердые растворы.

По Рингвуду и Мэйджеру [1968]

¹ Дополнительное замечание относительно давления: в эту проблему была внесена ясность недавними экспериментами Ито и др. [1972] и Каваи и др. [1974]. Исследователями обнаружено, что соединение $MgSiO_3$ при давлении около 200 кбар и температуре 1000°С распадалось на Mg_2SiO_4 (шпинель) + SiO_2 (стишовит). Однако при еще более высоких давлениях (500 кбар) $MgSiO_3$ переходило в структуру типа корунда или ильменита. Плотность этой новой полиморфной разновидности [Kawar et al., 1974] составляла $3,81 \text{ г/см}^3$, что весьма близко к предсказанной выше величине.

² Reid, Ringwood [1969]; Ссылка в разд. 12-6, рис. 12-13.

Сравнение мольных объемов соединений, имеющих структуры ильменита и образовавшихся из конечных членов со структурами каменной соли и рутила

Соединение	Мольный объем V , см ³	Объем изохимических ослов z^c , см ³	Δv в*, %
CdTiO ₃	35,69	30,39	3,8
CoTiO ₃	31,05	30,44	2,0
MgGeO ₃	29,14	27,91	4,4
MgTiO ₃	30,86	30,05	2,7
MnGeO ₃	31,28	29,88	4,7
MnTiO ₃	32,76	32,02	2,3
MnVO ₃	32,01	31,10	2,9
FeTiO ₃	31,69	30,84	2,8
NiTiO ₃	30,56	29,77	2,7
NiMnO ₃	28,42	27,58	3,0
Co ₂ MnO ₃	29,43	28,25	4,2
MgSiO ₃	26,40	25,26	4,5**
FeSiO ₃ ***	24,87	23,91	4,0**

* $\Delta v = V - v$

** Предположительно.

*** Fe²⁺ в форме с низким спином с радиусом 0,61 Å по Шэннону и Превитту [1969].

Структура ильменита, по существу, является упорядоченной структурой корунда, в которой слои атомов алюминия последовательно заменяются слоями атомов железа и титана, как это изображено на рис. 12-3. Структуры ильменита обычно образуются между конечными членами, обладающими структурами рутила и каменной соли (табл. 12-2).

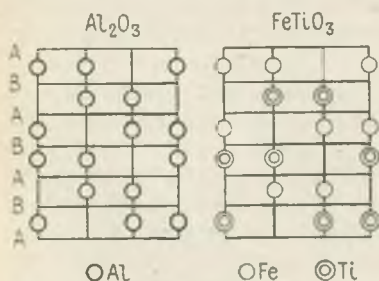


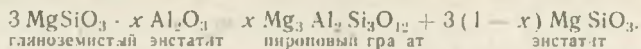
Рис. 12-3. Сравнение диаграмм распределения атомов металла в корунде и ильмените. Структуры спроектированы на (2110). Горизонтальные линии А и В показывают положения плотно упакованных слоев атомов кислорода.

Уэллс [1962]

12-3. ПИРОКСЕН-ГРАНАТОВЫЙ ПЕРЕХОД

Основные химические формулы пироксеновых (например, MgSiO₃) и гранатовых (например, Mg₃Al₂ × Si₃O₁₂) рядов весьма родственны между собой, при отношении катионов к анионам равном 2 : 3. Это соотношение легко заметить, выражая формулу пиропового граната в виде 3MgSiO₃Al₂O₃. Давно было известно, что при соответствующих *P-T* условиях пироксены могут прини-

мать Al_2O_3 в твердый раствор. Такие глиноземистые пироксены могут рассматриваться, как состоящие из твердых растворов граната в неглиноземистом пироксене, например:



Подобный тип равновесия весьма важен для нижней части коры и верхней мантии (разд. 6-2). Поскольку ассоциация фазы правой стороны плотнее фазы левой стороны, то, следовательно, высокие давления стремятся разрушить пироксены на обедненные Al_2O_3 пироксены плюс гранаты. В настоящее время имеется значительное количество экспериментальных данных по равновесиям такого вида и они использовались для решения петрологических и геофизических проблем. Упомянутые выше равновесия можно рассматривать, как представляющие важный класс пироксен-гранатовых переходов. Но также возможен второй и противоположный класс этих равновесий. Они включают твердые растворы пироксенов в структурах гранатов. Из-за свойственных этим реакциям больших разниц в плотностях, вероятно, следует ожидать, что такие равновесия также будут сильно зависеть от давления. Данный раздел будет посвящен этому последнему классу.

На рис. 12-4 изображена диаграмма Гольдшмидта, показывающая поля устойчивости структур некоторых соединений типов

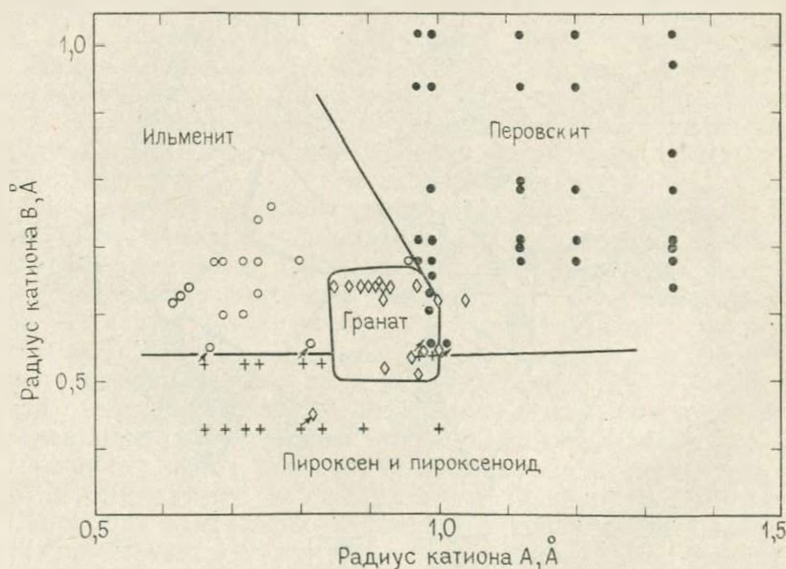


Рис. 12-4. Диаграмма ионных радиусов катионов А и В для соединений $A^{2+}A^{4+}O_3$, обладающих пироксеновыми, ильменитовыми, перовскитовыми и гранатовыми структурами, и для гранатов вида $A_3^{3+}B_5^{3+}O_{12}$. Стрелки — переходы высокого давления.

По Рингвуду [1970].

ABO_3 и $A_3B_5O_{12}$ по отношению к ионным радиусам катионов А и В. Следует отметить центральное и промежуточное положение поля граната по отношению к полям пироксена, ильменита и перовскита. Это наводит на мысль о вероятности того, что структуры граната, возможно, представляют собой третий вид перехода из пироксенов и пироксенонидов.

Общая формула оксиграната изображается в виде $A_3^{VIII}B_2^{VI}C_3^{IV}O_{12}$, где верхние индексы означают координацию определенного катиона по кислороду. Структура пиропового граната была уточнена Гиббсом и Смитом [1965], по чьим данным приводится нижеследующее описание. Структура состоит из независимых многогранников SiO_4 и AlO_6 с общими углами, что дает решетку алюмосилката, внутри которой каждый атом магния окружается неправильным многоугольником восьми атомов кислорода, что может рассматриваться, как искаженный куб (рис. 12-5 и 12-6). Два ребра тетраэдра кремния и шесть ребер октаэдра алюминия являются общими с кубом магния, оставляя свободными в тетраэдре четыре ребра, а в октаэдре и кубе — по шесть ребер. Высокая плотность гранатов может быть отнесена за счет высокого процента общих ребер, что ведет к плотно упакованной структуре. Общие ребра короче свободных, что приводит к значительному искривлению многогранников. В частности, четыре из восьми расстояний Mg—O в кубе MgO_8 много короче

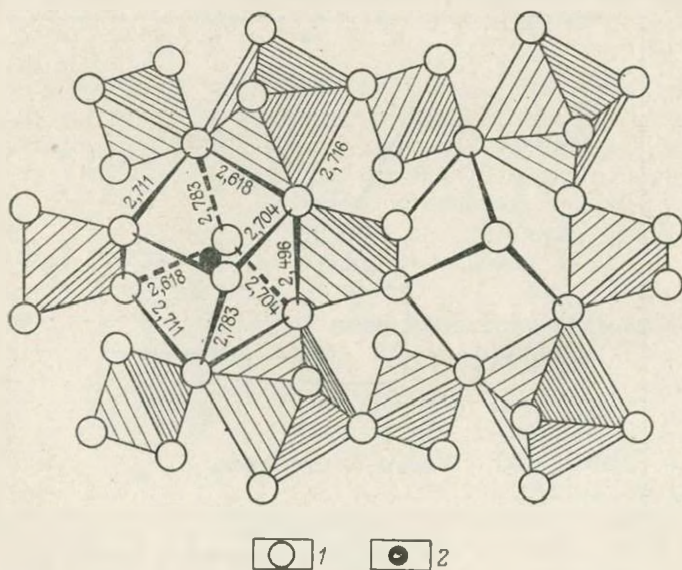


Рис. 12-5. Часть структуры пиропла, спроектированная вдоль оси z, показывающая угол, разделяемый тетраэдрами SiO_4 и октаэдрами AlO_6 .

1 — атомы кислорода; незаштрихованного; 2 — атом магния. Атомы алюминия и кремния в центрах октаэдров и тетраэдров, а также атом магния в центре закрытого куба не показаны. Цифры вдоль ребер многогранников относятся к расстояниям 0—0.

По Джиббсу и Смигу [1965]

остальных четырех длин связей Mg—O. В структуре пиропа каждый атом кислорода координирован по одному атому кремния, одному атому алюминия и двум атомам магния (см. рис. 12-6).

Примерно еще 20 лет назад считалось, что группа гранатов по существу ограничена сравнительно небольшим числом породобразующих силикатов вида $A_3B_2Si_3O_{12}$, где $A=Mg, Ca, Fe, Mn$, а $B=Al, Fe, Cr$. С тех пор в результате систематического изучения кристаллохимии гранатов обнаружилось, что в эту структуру может входить значительное количество элементов, и что возможны чрезвычайно сложные серии ионных замещений и балансов зарядов. В табл. 12-3 приведены катионы, которые могут входить в узлы А, В и С, а также примеры различных общих и особых видов ионных замещений. Особо заслуживает внимания возможность замещения характерных трехвалентных катионов в положении В (например, Al^{3+}) комбинацией двух- и четырехвалентного атомов (например, Mg^{++} и Ti^{4+}). Наиболее обычным случаем такого замещения, вероятно, будет, когда атомы В замещаются соединением $(A+C)$. В подобном случае гранат имеет формулу $A_3(AC)C_3O_{12}$, или в более простом виде $(ACO_3)_4$, где А — двухвалентный, а С — четырехвалентный катион.

Пример структуры такого типа был открыт Рингвудом и Сибруком [1963], которые обнаружили, что соединение $CaGeO_3$, которое при атмосферном давлении имело структуру типа волластонита, при давлении 40 кбар и температуре $700^\circ C$ полностью перешло в структуру граната с рассчитанной формулой $Ca_3^{VII}(CaGe)^{VI}Ge_3^{IV}O_{12}$. Наличие в рентгенограммах некоторых образцов расщепленных линий указывает на то, что структура граната была немного искажена с более низкой, чем кубическая, сингонией. Теми же исследователями установлено, что соединение $CdGeO_3$, имевшее при атмосферном давлении сложную структуру низкой плотности, при давлениях выше 10 кбар и температуре $700^\circ C$ перешло в искаженную структуру граната. Детальные исследования структур этих германатных гранатов¹ подтвердили то, что октаэдрические позиции делятся между катионами Cd(Ca) и Ge. Было обнаружено, что Cd и Ge садятся в разные кристалло-

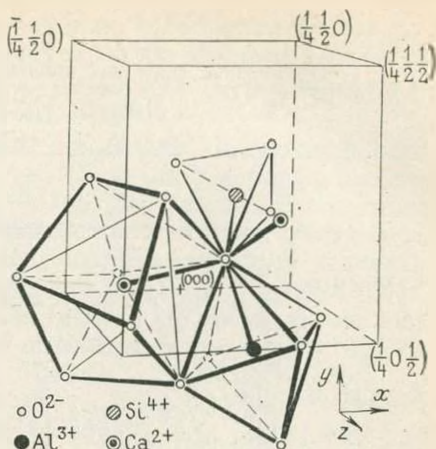


Рис. 12-6. Координационные многогранники атомов кислорода относительно Al, Ca и Si в гроссуляре. Пироп имеет подобную структуру. По Абрахамсу и Джеллеру [1958]

¹ Prewitt, Sleight [1969].

Структурные формулы, ионные замещения и примеры гранатов
 $A_3^{VIII}B_2^{VI}C_3^{IV}O_{12}$, $A_2^{VIII}C_2^{VI}C_3^{IV}O_{12}$, $A_3^{VIII}(AC)^{VI}C_3^{IV}O_{12}$. По Вайкову [1965] и Желлеру [1967]

		Примеры
Катионы А	+Va, K ++Ca, Mg, Fe, Mn, Cd, Co, Cu, Zn, Sr, Ba, Mn 3+Редкие земли, Bi, Y 4+Zr, Hf	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ $Ca_3(TiMg)Si_3O_{12}$ $(CdGd_2)Mn_2Ge_3O_{12}$ $(NaCa_2)Ni_2V_3O_{12}$ $Na_3Al_2Li_2Fe_{12}$ $I_3Al_2Al_3O_{12}$
Катионы В	+Li ++Mn, Co, Mg, Ni, Zn, Fe, Ca, Cd 3+Fe, Ga, Al, Cr, V, Sc, In, Rh, Mn, Co 4+Sn, Ge, Si, Ti, Zr, Hf, Ru 5+Nb, Ta, Sb	$Ca_3(CaGe)Ge_3O_{12}$ $Mn_3(MnSi)Si_3O_{12}$ $(NaCa_2)Mg_2P_3O_{12}$ $(Na_2Ca)Si_2Si_3O_{12}$
Катионы С	+Li ++Co 3+Fe, Ga, Al, Co 4+Si, Ge, Sn, Ti 5+As, V, P	
Анионы	O ²⁻ , F ⁻ , OH ⁻	

графические позиции, что приводило к снижению симметрии с кубической на тетрагональную.

Аналогичный переход наблюдался в родоните $MnSiO_3$ ¹. Этот минерал при атмосферном давлении имеет структуру пироксенонда. При давлениях порядка 60 кбар и температуре 700°С отмечался переход в структуру истинного пироксена. В конце концов в условиях давления от 120 до 170 кбар и температуре 1000°С происходил переход в структуру граната. Последняя модификация имела плотность 4,27 г/см³ по сравнению с 3,71 г/см³ для родонита.

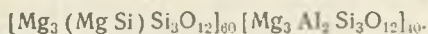
Структурную формулу граната можно изобразить, как $Mg_3^{VIII}(MnSi)^{VI}Si_3^{IV}O_{12}$, где верхние индексы указывают координационные числа. Тот факт, что два катиона, таких различных по радиусам, как Mn^{2+} и Si^{4+} делят между собой октаэдрические позиции, почти наверняка обуславливает упорядоченность по этим позициям. Примечательно, что этот переход вызывает изменение координационных чисел четверти атомов кремния с 4 на 6.

Акимото и Сионо [1972] сообщили о дальнейшем исследовании поведения $MnSiO_3$ в условиях высокого давления. Переход из структуры клинопироксена (плотность 3,82 г/см³) в структуру

¹ Ringwood, Major [1967a].

граната произошел при давлении близком к 120 кбар и был довольно нечувствительным к температуре. Рентгенограмма граната обнаруживала расщепление линий и была индексирована с тетрагональной элементарной ячейкой аналогично с CdGeO_3 .

Наличие этих переходов наводит на мысль о возможности того, что при высоком давлении MgSiO_3 и CaSiO_3 могли бы, вероятно, переходить в структуру гранатов. Это явилось бы третьим видом перехода для MgSiO_3 дополнительно к двум указанным выше. Эта возможность подтверждена экспериментами в условиях высокого давления на составах системы $\text{MgSiO}_3\text{—Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ¹. Стекло состава $\text{MgSiO}_3 \cdot 10\% \text{ Al}_2\text{O}_3$ (вес. %) кристаллизовалось в широком диапазоне давлений при температуре около 1000°С. Такой состав эквивалентен смеси MgSiO_3 (энстатит) — 60% и $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ (пироп) — 40%. Результаты этих опытов показаны на рис. 12-7 и 12-8. Как и предполагалось, при давлении до 90 кбар стекло кристаллизовалось в смесь клиноэнстатита — 40% и пироба — 60%. Однако в интервале давлений от 90 до 100 кбар произошло заметное увеличение доли граната, а при давлении 150 кбар стекло полностью кристаллизовалось в гранат. В соответствии с предыдущим обсуждением и интерпретацией, состав этого граната, вероятно, будет:



Подобные результаты были получены для стекол составов $\text{MgSiO}_3 \cdot 13,5\% \text{ Al}_2\text{O}_3$ и $\text{MgSiO}_3 \cdot 5\% \text{ Al}_2\text{O}_3$. В последнем случае не удалось добиться полного перехода в гранат, так что минимальное содержание Al_2O_3 в гомогенном гранате на пределе экспериментальных давлений, составляя около 7%, соответствует составу $[\text{Mg}_3(\text{MgSi})\text{Si}_3\text{O}_{12}]_{75}[\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}]_{25}$.

Эти результаты показывают, что при высоких давлениях энстатит может широко переходить в структуру граната. Факт такого быстрого увеличения твердофазной растворимости при давлении около 100 кбар наводит на мысль, что это не обычный твердый раствор, а, вероятно, химическое соединение. Состав образовавшегося при давлении около 100 кбар граната очень близок к $\text{Mg}_3(\text{AlMg}_{0,5}\text{Si}_{0,5})\text{Si}_3\text{O}_{12}$. Представляется, что упорядочение Al, Mg и Si в пропорции 2:1:1 в позициях В фактически определяет соединение, которое обнаруживает при более высоких давлениях твердофазную растворимость с чистым MgSiO_3 (рис. 12-7 и 12-8). Этот переход включает эффективное увеличение плотности компонента MgSiO_3 примерно на 10% при его переходе из пироксена в гранат. Экспериментальные данные также позволяют предположить, что при более высоких давлениях были бы устойчивы гранаты с еще меньшими количествами Al_2O_3 , и в конце концов при очень высоком давлении, возможно, появился бы чистый гранат состава MgSiO_3 ².

¹ Ringwood, Major [1966c]; Ringwood [1967].

² Ringwood [1967].

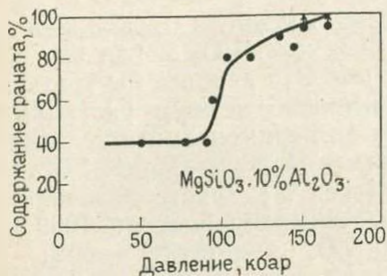


Рис. 12-7. Процентные содержания граната, кристаллизующегося из стекла состава $MgSiO_3 \cdot 10\% Al_2O_3$, как функция давления при температуре примерно $1000^\circ C$.
По Рингвуду [1967].

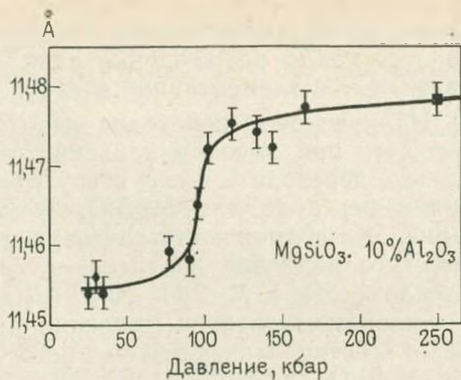


Рис. 12-8. Параметры решеток гранатов, кристаллизовавшихся из стекла состава $MgSiO_3 \cdot 10\% Al_2O_3$, как функция давления при температуре около $1000^\circ C$.

Опыт при давлении 250 кбар (квадрат) производился на стекле состава $MgSiO_3 \cdot 5\% Al_2O_3$. Опыты при давлениях 25 и 30 кбар (ромбы) осуществлялись на стекле пиропового состава.
По Рингвуду [1967]

Обнаружение в хондритовых метеоритах, образовавшихся под воздействием ударных волн гранатов¹, оказалось веским подтверждением этой возможности. В метеоритах Коорара и Тенхэм микрокристаллический гранат встречается совместно со шпинелью состава $(Mg, Fe)_2SiO_4$ в качестве основного компонента тонких прожилков. Он считается образовавшимся вследствие удара и интерпретируется как модификация высокого давления присутствующего в этих метеоритах ортопироксена.

Химические анализы граната из метеорита Коорара показали, что он действительно имел состав пироксена и мог бы быть пересчитан на формулу граната при условии помещения значительной части кремния в октаэдрическую координацию (табл. 12-4 и 12-5). Эти химические анализы выявили небольшие, но важные различия в составах малых элементов гранатов и ассоциирующих ортопироксенов. На этом основании можно было предположить, что гранат, вероятно, не образовался прямо из твердого пироксена, а скорее кристаллизовался из расплавленного жильного вещества во время адиабатического охлаждения и затвердевания под влиянием давления по мере того, как уменьшалось ударное давление.

Рингвудом и Мэйджером [1971] при давлениях от 200 до 300 кбар с использованием наковальни, изображенной на рис. 10-4, Б, был синтезирован метеоритный гранат (майорит) из стекла соответствующего состава. В табл. 12-4 и 12-5 показаны составы и структурные формулы природного и искусственного майорита. Было достигнуто полное превращение стекла в гранат.

¹ Mason, Nelen, White [1968]; Binns, Davis, Reid [1969]; Smith, Mason [1970].

Таблица 12-4

Составы природного и искусственного майорита

	Встречающийся в природе*	Искусствен- ный**
SiO ₂	52,0	52,43
Al ₂ O ₃	2,6	2,46
Cr ₂ O ₃	0,7	0,62
Fe ₂ O ₃	—	0,65
FeO	16,9	17,14
MgO	27,5	26,07
Na ₂ O	0,7	0,63
Всего	100,4	100,0

Таблица 12-5

Результаты анализов природного и искусственного майорита,
пересчитанные на формулы гранатов вида A₂B₂C₃O₁₂
(в пересчете на 12 анионов кислорода)

	Природный майорит*	Искусственный майорит**
Группа С	Si 3,0	Si 3,0
Группа В	Si 0,78	Si 0,788
	Al 0,23	Al 0,210
	Fe ⁺⁺ 1,02	Cr 0,036
	Cr 0,03	Fe ³⁺ 0,035
Группа А	Mg 2,98	Mg 0,931
	Na 0,10	Mg 1,877
		Fe ⁺⁺ 1,036
		Na 0,088
	$\frac{Mg}{Mg+Fe^{++}} = 0,75$	$\frac{Mg}{Mg+Fe^{++}} = 0,73$
	$a_0 = 11,524 \pm 0,002 \text{ \AA}$	$a_0 = 11,529 \pm 0,005 \text{ \AA}$

* Smith, Mason [1970]. Среднее из «лучших» анализов. Все железо пересчитано на Fe⁺⁺.

** Ringwood, Major [1971].

При давлениях, превышающих 100 кбар, был синтезирован обширный ряд обедненных Al_2O_3 силикатных гранатов. Сюда входили гранаты составов $(\text{Fe}_{0,5}\text{Mn}_{0,5})\text{SiO}_3$, $(\text{Ca}_{0,7}\text{Fe}_{0,3})\text{SiO}_3$ и $(\text{Mg}_{0,75}\text{Fe}_{0,25})\text{SiO}_3 \cdot 5\% \text{Al}_2\text{O}_3$. Для получения гомогенных гранатовых фаз при высоких давлениях также осуществлялась кристаллизация стекол составов $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 \cdot 10\% \text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{CaSiO}_3 \cdot 10\% \text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{FeSiO}_3 \cdot 10\% \text{Al}_2\text{O}_3$ ¹. Был сделан вывод, что они обладают структурами, аналогичными структуре $\text{MgSiO}_3 \cdot 10\% \text{Al}_2\text{O}_3$. Поведение стекла глиноземистого диопсида было очень сходно с поведением $\text{MgSiO}_3 \cdot 10\% \text{Al}_2\text{O}_3$. При давлении до 90 кбар твердофазная растворимость диопсида в гранате была низкой, а затем она резко увеличивалась (см. рис. 12-7 и 12-8).

На основании этих исследований Mg-, Fe- и Ca-содержащих пироксенов представляется, что пироксен-гранатовый переход является довольно обычным, особенно в присутствии некоторого количества Al_2O_3 . Этот вывод подтвердился отдельными экспериментами² с более сложными эклогитовыми системами. На рис. 12-9 приведены результаты экспериментов в условиях высокого давления на «обедненном щелочами оливиновом толенте» (см. табл. 1-1). Этот состав при давлении свыше 20 кбар кристаллизуется в эклогит, содержащий примерно по 50% граната и пироксена, и обладает плотностью 3,55 г/см³. При более высоких давлениях поведение этой сложной системы весьма сходно с поведением простых систем. При давлении около 100 кбар наблюдается резкое увеличение растворимости пироксенов в структурах гранатов. При давлении 120 кбар происходит кристаллизация стекла в «гранатит», плотность которого составляет 3,72 г/см³. Исходное вещество стекла было получено плавлением пироповых гранатов и омфацитов, извлеченных из ксенолитов в кимберлитах. Следовательно можно считать, что оно представляет собой состав типичного эклогитового ксенолита мантии. Аналогичное поведение проявлялось в случае с кварцевыми толентами³.

Вероятно, пироксен-гранатовый переход является достаточно важным в земной мантии. Упомянутые выше экспериментальные результаты означают, что в присутствии более чем 3% Al_2O_3 (по отношению к пироксену) весь пироксеновый компонент мантии в конце концов перешел бы в структуру граната. Альтернативный вариант состоит в том, что пироксеновый компонент будет образовывать обширный ряд твердых растворов с находящимися с ними в ассоциации нормальными гранатами, и эта реакция начнется внезапно при давлении около 100 кбар и температуре 1000°С и продолжится в виде расширения области твердых растворов до каких-то более высоких давлений. Эффективное увеличение плотности пироксена при его переходе в структуру граната составляет примерно 10%.

¹ Ringwood, Major [1971]; Ringwood, Major [1966c], Ringwood [1967].

² Ringwood [1967].

³ Ringwood, D. Green [1966]; Ringwood [1967].

Поскольку пироксены присутствуют в верхней мантии в изобилии, и почти любая геохимически обоснованная модель мантии (см. гл. 5 и 14) содержит достаточное количество R_2O_3 ($Al_2O_3 + Cr_2O_3 + Fe_2O_3$) по отношению к пироксену, чтобы данный переход протекал до конца, вероятно, это имеет существенный геофизический смысл и на глубине 300—400 км будет оказывать сильное влияние на распределение сейсмических скоростей и плотностей в зависимости от температурного градиента, который еще не известен. Интересно, что при температуре $1000^\circ C$ этот переход протекает почти до конца при давлениях несколько меньших, чем требуется для перехода оливина мантии в шпинель и бета-фазу (см. рис. 11-7 и 12-7).

Величина градиента dp/dt пироксен-гранатового перехода весьма важна для геофизики, но еще не известна. Если она невелика (например, подобна соответствующему градиенту, свойственному $MnSiO_3$), то тогда была бы значительная разница в глубинах пироксен-гранатового (вероятно 300 км) и оливин-шпинель- Mg_2SiO_4 (~400 км) переходов. Это может привести к двойному сейсмическому разделу. С другой стороны, если градиент очень большой (≥ 50 бар/ $^\circ C$), тогда гранат-пироксеновый переход мог бы перекрыть оливинный переход на глубине около 400 км, образуя единый сейсмический раздел.

Можно отметить еще один переход пироксена. Было обнаружено, что германиевый диоксид состава $CaMgGe_2O_6$ при давлении 70 кбар и температуре $700^\circ C$ распадался на смесь $CaGeO_3$ (гранат) и $MgGeO_3$ (ильменит) ¹.

12-4. ГРАНАТ-ИЛЬМЕНИТОВЫЙ ПЕРЕХОД

В разд. 12-2 было сделано заключение, что полиморфная разновидность $MgSiO_3$ ильменитового типа, вероятно, будет устойчивой по отношению к пироксену состава $MgSiO_3$ при давлении от 200 до 300 кбар. Однако в разд. 12-3 было показано, что составы $MgSiO_3 \cdot xAl_2O_3$ переходили сначала в структуру граната и что также имелись данные о возможном переходе чистого $MgSiO_3$

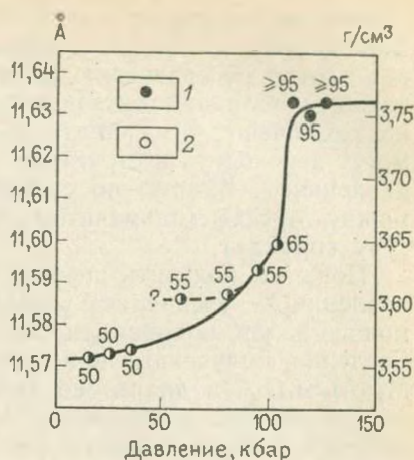


Рис. 12-9. Параметры решетки гранатов, относительные количества гранатов и средние плотности для эклогита оливин-толеитового состава, обедненного щелочами (табл. 1-1) в интервале давлений от 16 до 130 кбар и температуре $1000^\circ C$.

По Рингвуду [1967].
1 — гранат; 2 — пироксен

¹ Ringwood, Seabrook [1963].

сначала в эту структуру. В структуре граната большинство атомов кремнезема имеют четверную координацию, и сама она менее плотна по сравнению со структурой ильменита, в которой все катионы обладают октаэдрической координацией. Следовательно, не исключено, что гранаты составов $MgSiO_3$ и $MgSiO_3 \cdot xAl_2O_3$ могут переходить в структуру ильменита даже при более высоких давлениях¹. Видимо по существу это будет твердый раствор между $MgSiO_3$ (ильменитом) и Al_2O_3 (который уже имеет структуру корунда).

Попытки получить переход силикатных гранатов при высоком давлении не увенчались успехом. Тогда снова обратились за помощью к упоминавшимся ранее методам германатных аналогов. Сведения, полученные при исследовании² системы $Mg_3Al_2Ge_3O_{12}$ — $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ в диапазоне давлений от 0 до 170 кбар и температуре 1000°С, изображены на рис. 12-10. При давлении выше 70 кбар система является бинарной и очевидно, что Ge—Si пироповые гранаты при высоком давлении действительно переходят в структуры ильменита. Некоторые из точек на рис. 12-10 (квадраты) иллюстрируют проблему, которая, вероятно, должна все в большем размере возникать в экспериментах при самых высоких давлениях с использованием закалочной методики. При снятии напряжения очевидно происходит распад и обратный переход ильменитовых твердых растворов.

При давлениях выше 70 кбар и температуре 1000°С гранат состава $Mg_3Al_2Ge_3O_{12}$ кристаллизуется как твердый раствор типа ильменита. Принимая во внимание модельные соотношения между германатными и силикатными системами, этот результат говорит в пользу предположения о том, что глубоко в мантии силикатные гранаты возможно переходят в структуру ильменита. Во время этого эксперимента было установлено существование гомогенной серии твердых растворов ильменита, содержащих не менее 20 мол. % $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$, но более богатые пиропом составы при снятии давления претерпевали обратный переход.

Значительная растворимость пиропы в структуре германиевого ильменита при высоком давлении еще более подтверждает точку зрения, что чистый пироп при достаточно высоком давлении в конце концов перейдет в полиморфную разновидность ильменитовой структуры (разд. 10-2). Экстраполирование фазовых границ на рис. 12-10 наводит на мысль, что для перехода чистого кремнеземистого пиропы в структуру ильменита вероятно потребуются давления от 200 до 300 кбар. Расчеты, основанные на соотношениях твердых растворов, показывают давление перехода только в 180 кбар. Вероятно, эта величина занижена вследствие неидеальности твердых растворов при высоком давлении. Тем не менее этот результат можно считать показательным. Структура ильменита примерно на 8% плотнее структуры соответствующего гра-

¹ Ringwood [1962, 1966]; Clark, Chairer, de Neufville [1962]; Boyd [1964].

² Ringwood, Major [1967b].

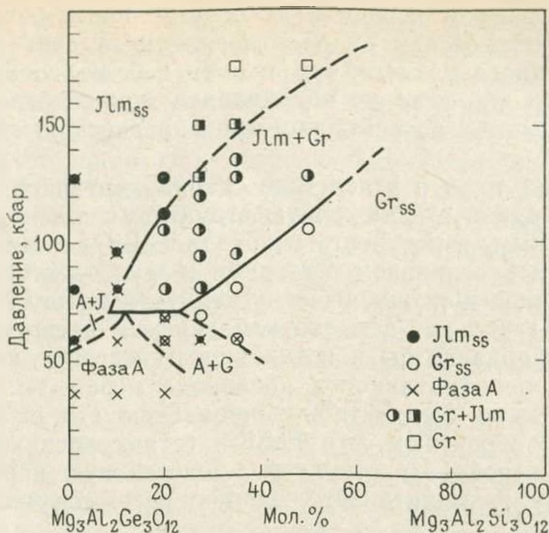


Рис. 12-10. Фазы, присутствующие в системе $Mg_3Al_2Ge_3O_{12}-Mg_3Al_2Si_3O_{12}$, в зависимости от давления при температуре $1000^\circ C$.

По Рингвуду и Мэджеру [1967b]

Jlm_{SS} — ильменитовые тв. р-ры; Gr_{SS} — гранатовые твердые растворы; А — фаза А; $Gr+Jlm$ — гранат+ильменит; Gr — гранат, квадраты — предполагаемые обратные переходы из поля ильменита

ната. Предполагается, что плотность ильменита состава $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ составляет $3,85 \text{ г/см}^3$.

Данные по сжатию бронзита с помощью ударных волн¹ наводят на мысль о наличии серии последовательных фазовых переходов, каждый из которых растянут в широком диапазоне давлений. По этой причине метод анализирования, использованный Дэвисом и Гаффни [1973], предпочтительней методики Аренса и др. [1969]. При давлениях от 350 до 750 кбар наблюдаемые сжатия соответствуют переходу в структуру ильменита. При более высоких давлениях плотности постепенно увеличиваются и становятся выше предполагаемых плотностей для ильменитового полиморфа, а при давлении порядка 1 Мбар приближаются к предполагаемым для структуры перовскита. Этот вопрос рассматривается далее в разд. 12-5.

Грэм и Аренс [1973]² сообщают о своих опытах по сжатию алмандинового граната ($Al_{0,74}Pu_{0,14}Ca_{0,04}Sr_{0,03}$) при давлении до 650 кбар. Признак перехода в другую фазу наблюдался при давлении около 170 кбар. По расчетам плотность этой фазы при нулевом давлении примерно на 6% больше плотности граната, что допускает возможность перехода в структуру ильменита. Наблю-

¹ Mc Queen, Marsh, Fritz [1967]; Ahrens, Gaffney [1971].

² См. также Ahrens, Graham [1972].

даемые в сжимаемом веществе некоторые новые очень слабые отражения рентгеновских лучей относились за счет остаточной фазы «искаженного ильменита», которая избежала обратного перехода. Однако эта фаза не поддавалась микроскопическому определению, и данные по рентгенометрии представляются довольно сомнительными.

Несмотря на то, что вследствие стабилизирующей роли Al_2O_3 переход алмандина в искаженную структуру типа ильменита кажется возможным, вероятность перехода $FeSiO_3$ с железом в его нормальном высокоспиновом состоянии в эту структуру вызывает сомнение. Разница в октаэдрических радиусах между F^{2+} (0,77 Å) и Si^{4+} (0,40 Å) больше, чем это наблюдается в структурах типа ильменита. Это привело бы к искажению гексагональной плотнейшей упаковки цепочки аннонов кислорода в решетке ильменита, которая неизбежно бы дестабилизировалась. По этой причине кажется более вероятным, что $FeSiO_3$ (с высокоспиновым Fe) в конце концов перейдет в структуру, родственную перовскиту, а не в структуру ильменита. Этот вопрос рассматривается кроме того в разд. 12-5.

Допускалось, что при очень высоких давлениях ион железа мог принять низкоспиновую конфигурацию, которая вероятно включала бы сжатие до радиуса $0,61 \text{ \AA}$ ¹. Исходя из кристаллохимических соображений, ильменитовая модификация $FeSiO_3$ (в низкоспиновом состоянии) кажется полностью обоснованной. По подсчетам плотность такой модификации (см. табл. 12-2) составляет $5,31 \text{ г/см}^3$. С другой стороны плотность $FeSiO_3$ (Fe — в высокоспиновом состоянии) в структуре типа перовскита оценивается более высокой величиной — $5,45 \text{ г/см}^3$ (разд. 12-5). Даже если соединение $FeSiO_3$ (структура типа ильменита, низкоспиновое железо) стало устойчивым при данном давлении, не исключено, что более высокие давления, вероятно, будут способствовать переходу в структуру типа перовскита (высокоспиновое железо). Большая плотность структуры перовскита вызывается более высокой координацией Fe^{2+} , влияние которой оказывается сильнее воздействия уменьшения радиусов, сопровождающего низкоспиновое состояние.

Переход Mg-пироксена в мантии. Резюме.

Ранее упомянутые эксперименты свидетельствуют о трех возможных формах перехода обогащенных магнием пироксенов:

1. Распад на $\beta\text{-Mg}_2\text{SiO}_4$ + стишовит.
2. Переход в структуру граната.
3. Переход в структуру ильменита.

Из данных Ито и др. [1972] видно, что чистое соединение $MgSiO_3$ при давлении выше 200 кбар распадается на $\beta\text{-Mg}_2\text{SiO}_4$ + стишовит. Эта ассоциация, вероятно, будет иметь плотность $3,68 \text{ г/см}^3$, которая является промежуточной между

¹ Fyfe [1960]; Strens [1969]; Shannon, Prewitt [1969].

плотностями граната MgSiO_3 ($3,52 \text{ г/см}^3$) и ильменита MgSiO_3 ($3,81 \text{ г/см}^3$). Вышеупомянутые результаты были получены с помощью закалочной методики. Они не исключали возможности того, что гранатовая модификация MgSiO_3 является устойчивой при высоком давлении, но благодаря регрессивному переходу не сохраняется во время закалывания. Подобное поведение наблюдалось в других системах (разд. 12-3 и 12-4)¹. Независимо от того, помещается ли поле устойчивости чистого MgSiO_3 (граната) между полями пироксена и $\beta\text{-Mg}_2\text{SiO}_4$ +стишовит, несомненно, что в мантии при наличии некоторого количества Al_2O_3 пироксен, вероятно, сначала будет переходить в фазу граната. Это было доказано с помощью синтеза майорита, содержащего только 2,6% Al_2O_3 , а также других обедненных алюминием гранатов (разд. 12-3).

В свете предыдущего обсуждения самым вероятным при еще более высоких давлениях кажется переход майорита в структуру ильменита или близкую ему. Это предположение было основательно подтверждено успешным синтезированием Каваи и др. [1974] полиморфной разновидности MgSiO_3 ильменитового типа. Присутствие Al_2O_3 (а также Cr_2O_3 и Fe_2O_3), вероятно, имеет важное стабилизирующее влияние на этот переход. Размеры элементарных ячеек Al_2O_3 и MgSiO_3 (ильменит) сходны между собой и, вероятно, можно ожидать полной твердофазной смешимости (сравни $3\text{MgGeO}_3 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ — ильменит). Уже отмечалось, что ильменит состава MgSiO_3 , вероятно, будет примерно на 4% плотнее изохимической смеси окислов. Таким образом, следовало бы учитывать возможность дальнейших переходов при более высоких давлениях ильменитов $\text{MgSiO}_3\text{—Al}_2\text{O}_3$ в более плотные фазы или ассоциации фаз.

Лиу (личное сообщение) недавно провел несколько опытов над рядом пироп-альмандиновых гранатов с использованием алмазно-анвильного пресса и нагреванием образцов с помощью лазера. Согласно расчетам использованные давления изменялись в диапазоне 150—350 кбар в то время, как образцы нагревались до 1500—2000°С. После опытов образцы извлекались из наковален и исследовались при комнатных температуре и давлении методами дифракции рентгеновских лучей и оптическими методами.

В настоящее время эти эксперименты изучаются. При давлениях от 150 до 300 кбар в гранатах обнаруживалась серия сложных переходов, которые еще полностью не поняты. Еще должна быть выяснена возможная роль обратного перехода. При еще более высоких давлениях (примерно более 300 кбар) Лиу наблюдал, что пироповый гранат переходил в новую фазу плюс корунд. Эта новая фаза могла бы быть обозначена, как форма ромбического перовскита соединения MgSiO_3 . Роль фаз перовскитового типа рассматривается в следующем разделе.

¹ Ringwood, Major [1971].

12-5. ПЕРЕХОДЫ ГРАНАТОВ И ИЛЬМЕНИТОВ В СТРУКТУРЫ ТИПА ПЕРОВСКИТА

В разд. 12-3 было сделано заключение, что в верхней мантии кальцийсодержащие пироксены на глубинах от 300 до 400 км вероятно перейдут в структуры гранатов. Следовательно, интересно исследовать поведение при высоком давлении обогащенного кальцием компонента гранатов. Сначала обратимся к исследованию германатных аналогов.

Рингвуд и Мэйджер [1967a] продемонстрировали, что устойчивый при умеренном давлении гранат состава CaGeO_3 в дальнейшем при давлении свыше 100 кбар и температуре 1000°C переходил в структуру перовскита. Аналогично гранат состава CdGeO_3 был превращен в фазу с искаженной структурой перовскита. Эти результаты наводят на мысль, что соединение CaSiO_3 в мантии, вероятно, в конце концов перейдет в структуру перовскита. Исследования при высоком давлении системы CaGeO_3 — CaSiO_3 убедительно подтверждают это предположение. В серии опытов при давлении 170 кбар обнаружилось, что перовскит CaGeO_3 забирает в твердый раствор не менее 35 мол. % CaSiO_3 (рис. 12-11)¹. Почти наверняка количество растворенного CaSiO_3 значительно превышает 35%. Однако после снятия давления, видимо, происходит распад твердого раствора, который в некоторых случаях протекает почти до конца.

Дальнейшее изучение зависимостей твердофазной растворимости высокого давления осуществлялось на системе CaSiO_3 — CaTiO_3 ². При давлениях выше 100 кбар были синтезированы перовскитовые твердые растворы, содержащие до 83 мол. % CaSiO_3 (см. рис. 12-11). Соответствующие расчеты по направлению, представленным в разд. 10-2, показали, что давление, необходимое для образования чистого перовскита состава CaSiO_3 , едва превышало 102 кбар и было в пределах возможностей статических установок высокого давления. Но в опытах при давлениях более 100 кбар на составах $\text{Ca}(\text{Si}_{0,9}\text{Ti}_{0,1})\text{O}_3$ и чистом CaSiO_3 обнаружались неожиданные свойства. Даже если использовалось исходное кристаллическое вещество, полученные продукты обычно состояли из стекла, иногда сопровождавшегося слабо раскристаллизованной фазой, имеющей диффузные линии на рентгенограмме и плотность около $3,45 \text{ г/см}^3$. Наблюдения³ явно показывают, что это продукты обратного перехода еще более плотной фазы, которая была фактически получена в установках, но не поддавалась закалке в состоянии высокого давления после его снятия. Какова же природа этой фазы высокого давления?

Присутствие стекла, как продукта обратного перехода, означало, что данная фаза содержала кремнезем с октаэдрической ко-

¹ Ringwood, Major [1967a].

² Ringwood, Major [1971].

³ Подробно рассматривается в работе Ringwood and Major [1971].

ординацией. Очевидно ее плотность должна была быть более величины $3,45 \text{ г/см}^3$, которая свойственна одному из метастабильных продуктов этого обратного перехода. Термодинамические расчеты показали, что дополнительное давление, необходимое для синтеза перовскита состава CaSiO_3 , по сравнению с давлением, требуемым для получения перовскита $\text{Ca}(\text{Si}_{0,83}\text{Ti}_{0,17})\text{O}_3$, составляло только 2,5 кбар. Эти соображения наряду с кристаллохимическими ограничениями привели к заключению, что фаза CaSiO_3 , устойчивая при давлении примерно выше 100 кбар и температуре 1000°C , почти наверняка обладала перовскитовой или очень близкой к ней структурой.¹

Структура перовскита основывается на кубической плотнейшей упаковке крупных катионов А (например, Ca^{++}) и анионов кислорода. Более мелкие катионы В (например, Ti^{4+} , Ge^{4+} , Si^{4+}) занимают пустоты с октаэдрической координацией по отношению к кислороду. Эта структура изображена на рис. 12-12. Атомы В (например, Ti) кажутся окруженными правильными октаэдрами атомов кислорода, которые связаны общими углами с образованием трехмерного каркаса. Требования геометрической упаковки обуславливают то, что образование идеальной окисной структуры перовскита возможно только для сравнительно ограниченного диапазона размеров атомов А и В. Атомы А должны быть достаточно большими для образования плотно упакованного ряда с атомами кислорода ($r=1,40 \text{ \AA}$), тогда как атомы В должны соответствовать октаэдрическим пустотам плотно упакованного ряда А—О. При несоблюдении этих требований простая решетка перовскита может стать искаженной, приводя к нескольким очень сходным структурам и сверхструктурам, основанным на той же решетке перовскита, но имеющим более низкую сингонию. Координационные числа атомов А в таких искаженных структурах перовскита могут быть меньше 12.

Один такой класс обладает ромбической структурой CdFeO_3 , в которой каждая элементарная ячейка построена из четырех искаженных ячеек перовскита, ориентированных диагонально к осям

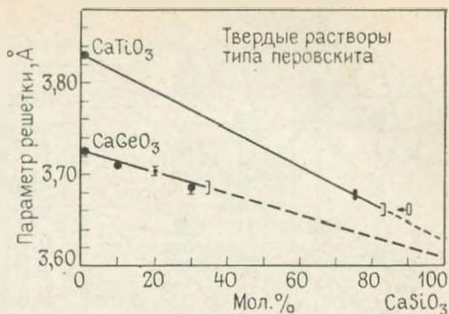


Рис. 12-11. Параметры решеток перовскитовых твердых растворов CaSiO_3 — CaTiO_3 (прямоугольники) и CaSi_3 — CaGeO_3 (кружки), синтезированных в условиях высоких давлений.

Сплошная линия представляет собой ряды твердых растворов, наблюдаемых после снятия давления. Предполагается, что фактические ряды твердых растворов под давлением должны пересекать линию состава чистого перовскита CaSiO_3 (см. текст).
По Рингвуду и Мэйджеру [1971]

¹ Позднее подтверждено исследованиями под давлением дифракции рентгеновских лучей с использованием алмазных наковален. Детально рассматривается в работе Ringwood, Major [1971].

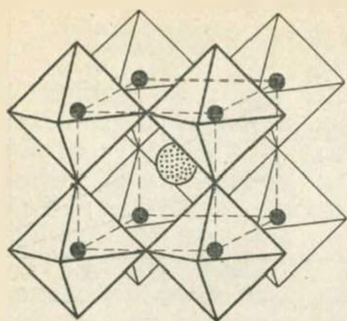
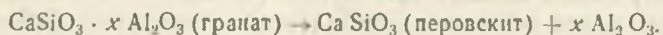


Рис. 12-12. Идеализированная структура перовскита состава CaTiO_3 .

Атом кальция — в центре куба, октаэдры Ti—O показаны схематически. По Нараю-Шабо [1943]

Структура перовскита образуется большим числом бинарных соединений типа ABO_3 , включая многие соединения, где АО имеет структуру каменной соли, а BO_2 — структуру рутила. Если структуры перовскита образуются между конечными членами, их плотности обычно на 5—10% выше, чем у изохимических смесей окислов (табл. 12-6). Таким образом, эта структура является довольно плотно упакованной. Плотность перовскита состава CaGeO_3 составляет $5,17 \text{ г/см}^3$ по сравнению с плотностью $4,81 \text{ г/см}^3$ для изохимической смеси окислов $\text{CaO} + \text{GeO}_2$. Для сопоставления плотности волластонита и граната состава CaGeO_3 равны $3,98$ и $4,44 \text{ г/см}^3$ соответственно. Плотность перовскита состава CaSiO_3 можно получить экстраполированием постоянной решетки ($3,62 \pm \pm 0,02 \text{ \AA}$, рис. 12-11), и обнаружено, что она составляет $4,07 \pm 0,04 \text{ г/см}^3$. Это на 7,2% выше плотности изохимической смеси $\text{CaO} + \text{стишовит}$.

Обогащенный кальцием компонент природного граната будет обычно иметь формулу $\text{CaSiO}_3 \cdot x\text{Al}_2\text{O}_3$, где для гроссуляра $x = 25\%$ по весу. В перовскит, состоящий преимущественно из Ca^{++} и Si^{4+} , трудно ввести много алюминия, который должен был бы войти, как компонент RAIO_3 , где R — крупный трехвалентный катион, например, Y^{3+} . Следовательно, низкое содержание таких крупных трехвалентных катионов будет сильно ограничивать количество алюминия, который может войти в структуру перовскита состава CaSiO_3 в мантии. Таким образом, переход Ca-граната в мантию в структуру перовскита будет также включать распад согласно уравнению:



Этот переход был доказан на системе германиевого аналога. Сообщалось о проявлении подобных переходов гранатами состава

a_0 и b_0 . Сравнительно небольшие катионы могут входить в эту структуру, что свойственно при атмосферном давлении соединению YAlO_3 , а соединениям ScAlO_3 и InGaO_3 и InCrO_3 — при высоком давлении. Ионные (октаэдрические) радиусы этих катионов составляют $\text{Sc}^{3+} - 0,73 \text{ \AA}$, $\text{In}^{3+} - 0,79 \text{ \AA}$, $\text{Y}^{3+} - 0,89 \text{ \AA}$, $\text{Al}^{3+} - 0,53 \text{ \AA}$, $\text{Ga}^{3+} - 0,62 \text{ \AA}$ и $\text{Cr}^{3+} - 0,62 \text{ \AA}$. В этом классе «искаженных перовскитов» более крупные катионы (например, Sc^{3+} , In^{3+} , Y^{3+}) фактически имеют восьмерную координацию по кислороду¹.

Структура перовскита образуется

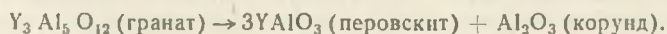
¹ Wyckoff [1964]; Reid, Ringwood [1975]; Geller [1969]; Marezio [1969].

Мольные объемы перовскитов, образовавшихся из конечных членов типа каменной соли и рутила

Соединение	Мольный объем v , см ³	Объем изохимического оксида v , см ³	$\Delta v/v^*$, %
BaSnO ₃	42,03	46,92	-10,4
SrSnO ₃	39,52	42,24	-6,4
CaSnO ₃	36,28	38,31	-5,3
CdSnO ₃	35,73	37,14	-3,8
BaMoO ₃	39,73	45,22	-12,1
SrMoO ₃	37,83	40,54	-6,7
BaTiO ₃	38,89	44,17	-12,0
SrTiO ₃	35,87	39,49	-9,2
EuTiO ₃	35,65	39,29	-9,3
CaTiO ₃	34,11	35,56	-4,1
CdTiO ₃	31,76	34,39	-7,6
CaMnO ₃	31,32	33,37	-6,1
CaVO ₃	32,02	34,64	-7,6
MnVO ₃	29,91	31,10	-3,8
BaPbO ₃	46,99	50,39	-6,7
CdGeO ₃	30,44	32,26	-5,6
CaFeO ₃	31,08	33,43	-7,0
CaSiO ₃	28,56	30,77	-7,2

* $\Delta v = V - v$.

вов $Y_3Al_5O_{12}$ и $Y_3Fe_5O_{12}$, которые при высоких давлениях распадались на смеси фаз типа перовскита и корунда, например:



Теперь можно рассмотреть возможности перехода соединений $MgSiO_3$ и $FeSiO_3$ в конце концов в структуру типа перовскита. Наиболее возможными будут переходы в модификацию типа $CdFeO_3$. Это, вероятно, потребует восьмерной координации для Mg и Fe и шестерной для Si. Первая координация отмечается в гранатах, в то время как последняя наблюдается в стишовите. Следовательно, эта структура, видимо, будет обоснованной с кристаллохимических позиций¹.

В глубоких участках мантии связи Fe—O и Mg—O будут укорачиваться примерно на 10%. Как рассматривалось в разд. 10-2 большая часть этого сжатия приходится на анионы кислорода, так что отношения эффективных радиусов Mg/O и Fe/O значительно увеличиваются. Следовательно, тенденция Fe и Mg заполнять позиции с восьмерной координацией при росте давления бу-

¹ Ringwood [1970]; Marezio, Remeika, Jayaraman [1966]; Ringwood [1962, 1966, 1970]; Reid, Ringwood [1969].

дет усиливаться. Рассматривая этот вопрос с немного другой позиции можно отметить, что отношения радиусов катионов Mg^{2+}/Si^{4+} и Fe^{2+}/Si^{4+} находятся в диапазоне отношений радиусов катионов A^{2+}/B^{4+} , свойственных известным структурам перовскита. Если считать основным эффектом давления сжатие анионов кислорода по сравнению с небольшими катионами (разд. 10-2), то кажется вероятным, что $MgSiO_3$ и $FeSiO_3$ при высоких давлениях будут достигать диапазона необходимых для структур перовскита относительных размеров ионов.

При давлении 50 кбар была получена перовскитовая модификация соединения $MnVO_3$ ¹. Наименьшим, наблюдавшимся до сих пор двухвалентным катионом для образования структуры перовскита, является Mn^{2+} (0,82 Å), и это поддерживает точку зрения, что при значительно больших давлениях эту структуру могут принимать двухвалентные катионы с немного меньшими размерами (Fe^{2+} — 0,77 Å и Mg^{2+} — 0,72 Å). Недавно Рейд и Рингвуд [1975] синтезировали в условиях высоких давлений перовскитовую модификацию соединения $ScAlO_3$. Это очень важная модельная структура, так как (октаэдрический) радиус Sc^{3+} (0,73 Å) по своим размерам является промежуточным между радиусами Mg^{2+} и Fe^{2+} , тогда как радиус октаэдрического Al^{3+} (0,53 Å) не намного превышает радиус Si^{4+} (0,40 Å), как это подтверждается примером отмеченной замены в октаэдрических кристаллографических позициях атома Al атомом Si. Наблюдавшимся до сих пор соединением перовскитового типа с наименьшим объемом ячейки является $ScAlO_3$. Из подробностей его структурного определения² можно сделать важное заключение о том, что ромбическая перовскитовая решетка (типа $GdFeO_3$) допускает перемещение атомов кислорода так, что сравнительно небольшие ионы A могут размещаться в каркасе соединенных углами октаэдров BO_6 при сохранении длин связей, свойственных восьмерной координации. Уже отмечалось, что в структуре граната катионы Mg^{2+} и Fe^{2+} обладают восьмерной координацией. Кроме того известно, что Si^{4+} встречается в виде иона B в твердых растворах перовскита состава $CaSiO_3$.

Ограниченные данные ударноволновых экспериментов на чистом энстатите показали, что он переходил в структуру со значительно большей плотностью, чем плотность изохимических окислов (аналогично соединению $MgSiO_3$, рис. 11-13). Расчетная плотность при нулевом давлении формы высокого давления $MgSiO_3$ составляла около 4,2 г/см³. Из табл. 12-6 видно, что перовскит на 4—12% плотнее изохимических смесей конечных членов типа рутила и каменной соли. В соответствии с ударноволновыми данными вероятно можно ожидать, что перовскитовая модификация $MgSiO_3$ будет на 4—5% плотнее смеси окислов и плотность ее составит примерно 4,2 г/см³. Данные по ударному

¹ Syono, Akimoto, Endoh [1971].

² Reid, Ringwood [1975].

сжатия бронзита также свидетельствуют о том, что при давлениях порядка 1 Мбар полученная плотность сопоставима с плотностью структуры перовскита¹. В свете данных ударных волновых и с учетом общих кристаллохимических положений было сделано заключение, что в нижней мантии соединение $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$ вероятно будет в конце концов переходить в структуру перовскита². Вследствие более крупного ионного радиуса катиона Fe^{++} и его заметного тяготения к восьмерной координации, как это наблюдается у гранатов верхней мантии, существует вероятность, что необходимое для образования перовскита состава FeSiO_3 давление будет меньше, чем для получения перовскита состава MgSiO_3 .

Соединения CdTiO_3 и CdSnO_3 являются диморфными, обнаруживая при атмосферном давлении полиморфные разновидности как типа перовскита, так и типа ильменита, причем первая примерно на 6% плотнее ильменитовой модификации. Были исследованы P - T -зависимости для ильменит-перовскитового перехода в соединении CdTiO_3 . Заметной особенностью является отрицательный наклон dP/dT этого перехода. Переход типа ильменит — перовскит также обнаруживается соединением MnVO_3 ³. Этот переход включает увеличение плотности на 6,6% и имеет небольшой положительный градиент (< 10 бар/°C).

Ильменит-перовскитовый переход в мантии, вероятно, включает распад сложного твердого раствора между MgSiO_3 и $(\text{Al}, \text{Cr}, \text{Fe})_2\text{O}_3$: $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3 \cdot x(\text{Al}, \text{Cr}, \text{Fe})_2\text{O}_3$ (ильменит) \rightarrow $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$ (перовскит) $+ x(\text{Al}, \text{Cr}, \text{Fe})_2\text{O}_3$ (корунд). Не исключено, что корундовая фаза вероятно вступит в реакцию с MgO с образованием MgAl_2O_4 плотной структуры (феррит кальция?), предположительно встречающейся в условиях воздействия ударных волн (разд. 11-6).

12-6. ОТНОСИТЕЛЬНЫЕ ОБЪЕМЫ СТРУКТУР ТИПА ABO_3

В предыдущих разделах подчеркивалась важность возможности предсказания объема, который вероятно будет иметь соединение типа $\text{A}_x\text{B}_y\text{O}_z$, если оно будет превращено в данную кристаллическую структуру. Широко обсуждались систематические взаимосвязи, которые существуют между объемами бинарных соеди-

¹ McQueen, Marsh [1966]; Ahrens, Anderson, Ringwood [1969]; Davies, Gaffney [1973].

² Подтверждение этого предположения сделано Лиу [1974], который с успехом синтезировал при давлениях свыше 300 кбар перовскитовую (ромбическую) модификацию MgSiO_3 . Расчетная плотность перовскита состава MgSiO_3 была 4,12 г/см³, что примерно на 4% больше плотности изохимической смеси оксидов.

³ Rooymans [1967]; Syono, Akimoto, Endoh [1971]; Кинг [1974] исследовал сжатие ильменита состава FeTiO_3 под воздействием ударных волн. При давлениях более 300 кбар ильменит переходил в фазу, которая больше плотности ильменита. Принимая во внимание соответствующие переходы, обнаруженные в соединениях MnVO_3 , CdTiO_3 и CdSnO_3 , не исключено, что эта фаза, возможно, обладала структурой, родственной перовскиту.

нений A_2BO_4 и ABO_3 и общими объемами их изохимических компонентов АО (структура каменной соли) и BO_2 (структура рутила).

В этом разделе дается описание метода¹ получения относительных объемов, основанного на построении эмпирической диаграммы средних длин октаэдрических связей (R , Å) в зависимости от элементарной ячейки или молярных объемов (V) для различных групп изоструктурных соединений. В данном соединении ABO_3 или A_2BO_4 средняя длина октаэдрической связи получается усреднением расстояний связей А—О и В—О в компонентах конечных членов со структурами типа рутила и каменной соли или в структурах ABO_3 и A_2BO_4 , в которых преобладает октаэдрическая координация. По окончании этой процедуры обнаруживается, что члены каждого структурного класса попадают на характерные $V—R$ кривые. Эти кривые очевидно определяют относительные объемы или плотности упаковки различных типов и допускают экстраполирование для предсказания объемов новых полиморфных разновидностей данных соединений.

На рис. 12-13 показано применение этого метода¹ к соединениям вида M_2X_3 и ABX_3 . Видно, что относительные объемы этих

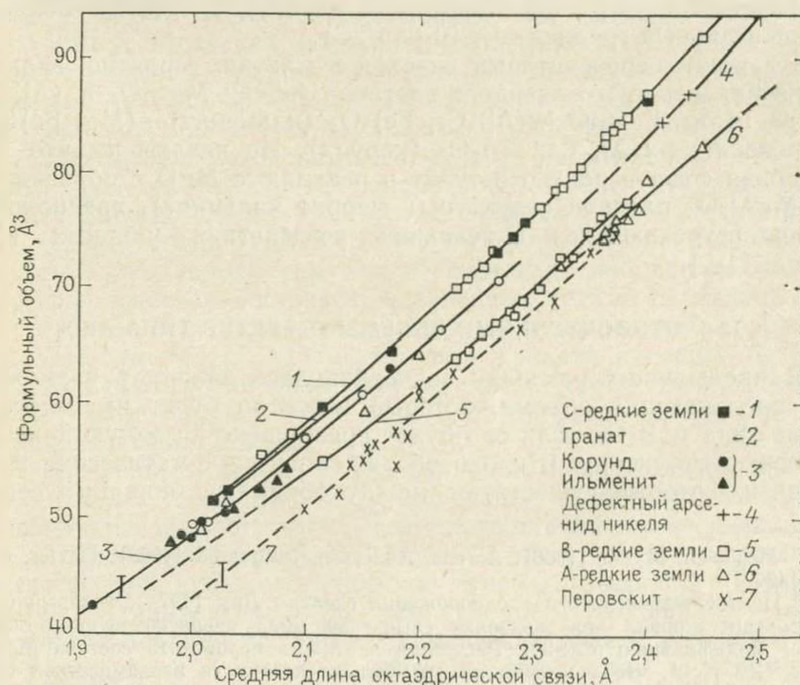


Рис. 12-13. Средние длины октаэдрических связей по отношению к объему формульной единицы для структурных типов M_2X_3 и ABX_3 .

Зачерненные символы относятся к длинам связей, определенным из координат атомов. Пустые — к длинам связей, определенным из простых окислов.

По Рейду и Рингвуду [1969]

¹ Reid, Ringwood [1969].

структур уменьшаются в следующем порядке: дефектная шпинель, С — редкие земли, гранат, манганит редких земель, корунд (ильменит), арсенид никеля с дефицитом металла, В — редкие земли, А — редкие земли и перовскит. Эти кривые привели к заключению¹, что ильменит состава $MgSiO_3$, вероятно, имеет плотность около $3,76 \text{ г/см}^3$.

Применение сравнительной кристаллохимии к геофизическим проблемам не ограничивается расчетом объемов полиморфных разновидностей (высокого давления) силикатов в нижней мантии. Многие физические свойства, имеющие важное значение для понимания внутреннего строения земли, определяются кристаллической структурой. Примерами могут служить упругие, термодинамические (в частности, энтропия и удельные теплоемкости) и реологические свойства, а также электропроводность. Экстраполирование, основанное на сравнительной кристаллохимии, вероятно, представляют собой наиболее прямой и перспективный способ расчета и понимания этих свойств нижней мантии. Эта сравнительно нетронутая область исследования имеет огромные потенциальные возможности.

12-7. ЗНАЧЕНИЕ ПИРОКСЕН-ИЛЬМЕНИТОВЫХ ПРОРАСТАНИЙ В КИМБЕРЛИТОВЫХ КСЕНОЛИТАХ

Уильямс [1932] привлек внимание к распространению в южноафриканских кимберлитах ксенолитов, состоящих из ориентированных пластинок ильменита в основной массе пироксена (рис. 12-14). Эта структура сильно напоминает структуру распада. Такая интерпретация направляет внимание на характер гомогенной материнской фазы. Учитывая глубинное происхождение кимберлитов, существует вероятность того, что эти прорастания представляют собой фазу высокого давления, которая при подъеме к высоким уровням коры оказалась неустойчивой и, следовательно, распалась. В табл. 12-7 приведены химические анализы двух таких прорастаний. Сходство очень близкое.

Тот факт, что отношение катионов к анионам, как в пироксенах, так и в ильменитах составляет 2:3 и является одинаковым с гранатами, прямо наводит на мысль о вероятности, что фазой высокого давления мог бы быть гранат. Учитывая широкие возможности перераспределения катионов, допускаемые структурой граната, эта вероятность казалась все более возможной (разд. 12-3, см. табл. 12-3).

Для проверки этой гипотезы часть ксенолита (табл. 12-7, колонка 1) была расплавлена до стекла и перекристаллизована в диапазоне P - T -условий². В опытах при давлении ниже 90 кбар (температура 900 — 1500°C) стекло кристаллизовалось в пироксен-ильменитовую ассоциацию, чрезвычайно напоминающую исходное

¹ Reid, Ringwood [1969].

² Ringwood, Lovering [1970].

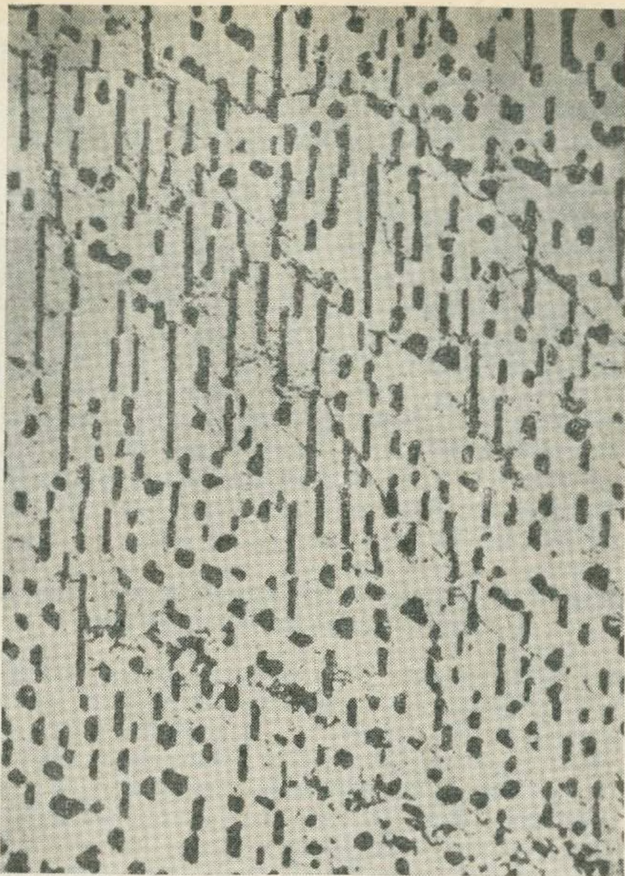


Рис. 12-14. Ксенолит из кимберлита рудника Монастери, ЮАР, состоящий из ориентированных прорастаний пластинок ильменита в основной массе диопсидового пироксена,

По Уилльямсу [1932]

вещество. Однако в опытах при давлениях выше 100 кбар (1000°C) образовалось до 90% граната с небольшими количествами других фаз.

Эти эксперименты убедительно доказывают, что предшественником показанных на рис. 12-4 прорастаний был в самом деле гранат. Гипотеза была подтверждена¹ экспериментами на упрощенном модельном составе $\text{Ca}_3(\text{MgTi})\text{Si}_3\text{O}_{12}$ или $3\text{CaSiO}_3 \times \text{MgTiO}_3$. При давлениях менее 60 кбар (температура $1000\text{--}1200^{\circ}\text{C}$) стекло такого состава кристаллизовалось в смесь клинопироксена и CaTiO_3 (перовскит). В диапазоне давлений 70—

¹ Ringwood, Major [1971].

Составы пироксен-ильменитовых включений из алмазной трубки рудника Монастери, ЮАР

	1	2		1	2
SiO ₂	36,92	33,56	MgO	16,11	15,62
TiO ₂	15,40	15,50	NiO	0,10	
Al ₂ O ₃	1,89	4,01	CaO	10,82	11,20
Fe ₂ O ₃	4,47	6,72	Na ₂ O	1,21	0,09
Cr ₂ O ₃	0,10	0,25	P ₂ O ₅	0,013	0,05
V ₂ O ₃	0,10		H ₂ O ⁽⁺⁾	0,65	1,91
FeO	11,91	9,07	H ₂ O ⁽⁻⁾	0,18	0,20
MnO	0,14	0,39	CO ₂	0,09	1,98

¹ Аналитик Е. Кисс, Австралийский национальный университет.² Уильямс [1932].

120 кбар наблюдались смеси пироксенов и гранатов. В конце концов, при давлении 150 кбар (1000°С) был получен полный переход в гранат. Этот гранат обнаружил резко выраженные обратные рефлексы, при постоянной решетке равной 12,085 Å.

Состав ксенолита из табл. 12-7 был пересчитан на формулу граната в табл. 12-8. Видно, что ильменит входит в структуру

Таблица 12-8

Результаты анализа пироксен-ильменитового ксенолита (табл. 12-7, колонка 1), пересчитанные на формулу граната A₃B₂C₃O₁₂

Катионы на 12 анионов кислорода

Группа С	Si ⁴⁺	2,904	} 3,000																		
	Al ³⁺	0,096																			
Группа В	M ³⁺	0,356	} 2,000																		
	Ti ⁴⁺	0,911																			
	M ⁺⁺	0,733																			
Группа А	Na ⁺	0,184	} 3,051																		
	Ca ⁺⁺	0,912																			
	M ⁺⁺	1,955																			
	M ⁺⁺	<table border="0"> <tr> <td rowspan="4">{</td> <td>Fe⁺⁺</td> <td>0,784</td> <td rowspan="4">M⁺⁺⁺</td> <td rowspan="4">{</td> <td>Al³⁺</td> <td>0,079</td> </tr> <tr> <td>Mn⁺⁺</td> <td>0,010</td> <td>Fe³⁺</td> <td>0,265</td> </tr> <tr> <td>Mg⁺⁺</td> <td>1,889</td> <td>Cr³⁺</td> <td>0,006</td> </tr> <tr> <td>Ni⁺⁺</td> <td>0,006</td> <td>V³⁺</td> <td>0,006</td> </tr> </table>	{	Fe ⁺⁺	0,784	M ⁺⁺⁺	{	Al ³⁺	0,079	Mn ⁺⁺	0,010	Fe ³⁺	0,265	Mg ⁺⁺	1,889	Cr ³⁺	0,006	Ni ⁺⁺	0,006	V ³⁺	0,006
{	Fe ⁺⁺	0,784		M ⁺⁺⁺	{			Al ³⁺	0,079												
	Mn ⁺⁺	0,010						Fe ³⁺	0,265												
	Mg ⁺⁺	1,889						Cr ³⁺	0,006												
	Ni ⁺⁺	0,006	V ³⁺			0,006															

Всего (атомы) 2,689 Всего (атомы) 0,356

Размер элементарной ячейки синтезированного при давлении 130 кбар граната 11,842 Å

граната через парное замещение двух ионов Al^{3+} в октаэдрической позиции ионами $(FeMg)^{++} + Ti^{4+}$ аналогично с германатным гранатом $Ca_3MgTiGe_3O_{12}$ устойчивым при атмосферном давлении.

Синтезировать новый гранат при давлениях меньше 100 кбар, которые эквивалентны глубине с давлением 100 кбар, не оказалось возможным. Вследствие кинетических затруднений и ограниченных возможностей установок нельзя было реверсировать реакцию и таким образом окончательно доказать, что 100 кбар являются равновесным давлением при температуре $1000^\circ C$. Тем не менее эксперименты по синтезированию позволяют считать¹, что величина равновесного давления недалеко от 100 кбар.

Если принять данное положение, то значит содержащие эти ксенолиты кимберлиты происходят с глубин более 300 км. Ранее предположенная глубина происхождения этих пород на основании присутствия в них алмазов вызывает сомнения. Серия ксенолитов, встречающихся в кимберлитах, приобретает новое значение. Раньше перидотит-эклогитовая серия ксенолитов считалась образцами мантии, простирающейся до глубины 150 км. Сейчас допускается, что эта серия возможно представляет мантию до глубин ниже 300 км.

Натриевые гранаты. Результаты анализа (см. табл. 12-7) показывают, что в гранате видимо содержится 1,2% Na_2O . Во встречающемся в природе майорите также содержится Na_2O в количестве примерно 0,7% (см. табл. 12-4). В первом случае было сделано предположение² о возможности поступления натрия в гранат через компонент $(CaNa_2)Ti_2Si_3O_{12}$. Во втором случае имелся недостаток титана, и предполагался компонент натриевого граната $(NaCa_2)(AlSi)Si_3O_{12}$ ². Это предположение независимо друг от друга сделали Соболев и Лаврентьев [1971], которые обнаружили, что гранаты из алмазосодержащих эклогитов и гранаты,

встречающиеся в виде включений в естественных алмазах, обычно содержат аномальные количества натрия — до 0,26%.

Рингвудом и Мэйджером [1971] была осуществлена систематическая проверка этих возможностей. При давлениях, превышающих 100 кбар, и температуре $1000^\circ C$ был синтезирован гранатовый ряд от гроссуляра $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$ через $(Ca_2Na) \times (AlTi)Si_3O_{12}$ до $(CaNa_2)Si_2Si_3O_{12}$. Также был синтезирован аналогичный ряд от гроссуляра через $(Ca_2Na)(AlSi)Si_3O_{12}$ до $(CaNa_2)Si_2 \times Si_2Si_3O_{12}$. На рис. 12-15

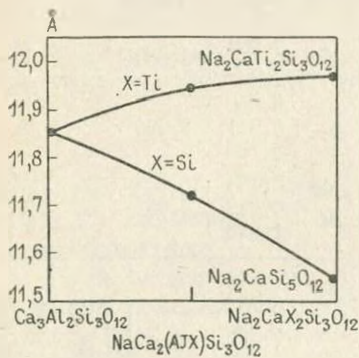


Рис. 12-15. Зависимости между параметрами решеток и составами некоторых устойчивых при высоких давлениях натриевых гранатов.

По Рингвуду и Мэйджеру [1971]

¹ Ringwood, Lovering [1970].

² Ringwood, Lovering [1970].

показаны взаимосвязи между составами и постоянными решеток этих гранатовых рядов. Таким образом предшествовавшие этим проверкам интерпретации полностью подтвердились¹.

Эти результаты имеют отношение к содержанию натрия в мантии земли. В более раннем исследовании Рингвуда [1970] высказывалось предположение о том, что в интервале глубин от 350 до 650 км натрий вероятно мог бы размещаться в жадеите. Кажется, что этот минерал сохраняет устойчивость при очень высоких давлениях. Но вышеуказанные синтезы гранатов составов $(\text{NaCa}_2)(\text{AlSi})\text{Si}_3\text{O}_{12}$ и $(\text{Na}_2\text{Ca})\text{Si}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ определенно свидетельствуют о том, что натрий возможно входит в сложные гранатовые твердые растворы, которые существуют в этом интервале глубин, а жадеит, вероятно, отсутствует.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Abrahams S. C., and S. Geller* (1958). Refinement of the structure of a grossularite garnet. *Acta Cryst.* 11, 437—441.
- Ahrens T. J., D. L. Anderson, and A. E. Ringwood* (1969). Equations of state and crystal structures of high pressure phases of shocked silicates and oxides. *Rev. Geophys.* 7, 667—707.
- Ahrens T. J., and E. Gaffney* (1971). Dynamic compression of enstatite. *J. Geophys. Res.* 76, 5504—5513.
- Ahrens T. J., and E. Graham* (1972). A shock-induced phase change in iron-silicate garnet. *Earth planet. Sci. Letters* 14, 87—90.
- Akimoto S., and Y. Syono* (1972). High pressure transformations in MnSiO_3 . *Am. Min.* 57, 76—84.
- Binns R. A., R. J. Davis, and S. B. J. Reed* (1969). Ringwoodite, natural $(\text{MgFe})_2\text{SiO}_4$ spinel in the Tenham meteorite. *Nature* 221, 943—944.
- Birch F.* (1952). Elasticity and constitution of the Earth's interior. *J. Geophys. Res.* 57, 227—286.
- Boyd F.* (1964). Geological aspects of high-pressure research. *Science* 145, 13—20.
- Boyd F.* (1969). Electron probe study of diopside inclusions in kimberlite. *Am. J. Sci.* 267A, 50—59.
- Bragg L., and G. F. Claringbull* (1965). „Crystal Structures of Minerals“, G. Bell and Sons, London. 409 pp.
- Clark S. P., F. Schairer, and J. De Neufville* (1962). Phase relations in the system $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ — SiO_2 at low and high pressure. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 61, 61.
- Davies G. F., and E. Gaffney* (1973). Identification of phases of rocks and minerals from Hugoniot data. *Geophys. J.* 33, 165—183.
- Fyfe W. S.* (1960). The possibility of d-electron coupling in olivine at high pressures. *Geochim. Cosmochim. Acta* 19, 141—143.
- Geller S.* (1967). Crystal chemistry of the garnets. *Z. Krist.* 125, 1—47.
- Geller S.* (1969). Discussion. *Trans. Am. Cryst. Assoc.* 5, 36—37.
- Gibbs G. V., and J. V. Smith* (1965). Refinement of the crystal structure of synthetic pyrope. *Am. Min.* 50, 2023—2039.
- Graham E. K., and T. J. Ahrens* (1973). Shock-wave compression of iron-silicate garnet. *J. Geophys. Res.* 78, 375—392.
- Ito E., T. Matsumoto, K. Suito, and N. Kawai* (1972). High pressure breakdown of enstatite. *Proc. Japan Acad.* 48, 412—415.
- Kawai N., M. Tachimori, and E. Ito* (1974). A high pressure hexagonal form of MgSiO_3 . *Proc. Japan Acad.* 50, 478—380.

¹ Ringwood, Major [1971].

King D. A. (1974). A Hugoniot for ilmenite and its implications on possible pyrope high pressure phase transitions. EOS 55, 557.

Liebertz J., and C. J. M. Rooymans (1965). Die ilmenit-perowskit Phasenumwandlung von CdTiO₃ unter hohem Druck. Z. Phys. Chem. Neue Folge 44, 242—249.

Liu L. (1974). Silicate perovskite from phase transformations of pyrope-garnet at high pressure and temperatures. Geophys. Res. Letters 1, 277—280.

Marezio M. (1969). Oxides at high pressure. Trans. Am. Cryst. Assoc. 5, 29—37.

Marezio M., J. P. Remeika, and A. Jayaraman (1966). High pressure decomposition of synthetic garnets. J. Chem. Phys. 45, 1821—1824.

Mason B., J. Nelen, and J. S. White (1968). Olivine-garnet transformation in a meteorite. Science 160, 66—67.

McQueen R. G., and S. P. Marsh (1966). In: S. P. Clark, Jr. (ed.), „Handbook of Physical Constants“, Geol. Soc. Am. Memoir 97.

McQueen R. G., S. P. Marsh, and J. N. Fritz (1967). Hugoniot equation of state of twelve rocks. J. Geophys. Res. 72, 4999—5036.

Naray-Szabo St. V. (1943). Der Strukturtyp des Perovskits (CaTiO₃). Naturwiss 31, 202—203.

Prewitt C. T., and A. W. Sleight (1969). Garnet-like structures of high pressure cadmium germanate and calcium germanate. Science 163, 386—387.

Reid A. F., and A. E. Ringwood (1969). High pressure scandium oxide and its place in the molar volume relationships of dense structures of M₂X₃ and ABX₃ type. J. Geophys. Res. 74, 3238—3252.

Reid A. F., and A. E. Ringwood (1975). High pressure modification of ScAlO₃ and some geophysical implications. J. Geophys. Res. (In press.)

Ringwood A. E. (1962). Mineralogical constitution of the deep mantle. J. Geophys. Res. 67, 4005—4010.

Ringwood A. E. (1966). Mineralogy of the mantle. In: P. M. Hurley (ed.), „Advances in Earth Science“, pp. 357—399. M. I. T. Press, Cambridge.

Ringwood A. E. (1967). The pyroxene-garnet transformation in the earth's mantle. Earth Planet. Sci. Letters 2, 255—263.

Ringwood A. E. (1970). Phase transformations and the constitution of the mantle. Phys. Earth Planet. Interiors 3, 109—155.

Ringwood A. E., and D. H. Green (1966). An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications. Tectonophysics 3, 383—427.

Ringwood A. E., and J. F. Lovering (1970). Significance of pyroxene-ilmenite intergrowths among kimberlite xenoliths. Earth Planet. Sci. Letters 7, 371—375.

Ringwood A. E., and A. Major (1966a). High pressure transformation of FeSiO₃ pyroxene to spinel plus stishovite. Earth Planet. Sci. Letters 1, 135—136.

Ringwood A. E., and A. Major (1966b). High pressure transformation in CoSiO₃ pyroxene and some geochemical implications. Earth Planet. Sci. Letters 1, 209—211.

Ringwood A. E., and A. Major (1966c). High pressure transformations in pyroxenes. Earth Planet. Sci. Letters 1, 351—357.

Ringwood A. E., and A. Major (1967a). Some high pressure transformations of geophysical interest. Earth Planet. Sci. Letters 2, 106—110.

Ringwood A. E., and A. Major (1967b). The garnet-ilmenite transformation in Ge—Si pyrope solid solutions. Earth Planet. Sci. Letters 2, 331—334.

Ringwood A. E., and A. Major (1967c). High pressure transformation in zinc germanates and silicates. Nature 215, 1367—1368.

Ringwood A. E., and A. Major (1968). High pressure transformations in pyroxenes II. Earth Planet. Sci. Letters 5, 76—78.

Ringwood A. E., and A. Major (1971). Synthesis of majorite and other high pressure garnets and perovskites. Earth Planet. Sci. Letters 12, 411—418.

Ringwood A. E., and M. Seabrook (1962). High pressure transition of MgGeO₃ from pyroxene to corundum structure. J. Geophys. Res. 67, 1690—1691.

Ringwood A. E., and M. Seabrook (1963). High pressure phase transformations in germanate pyroxenes and related compounds. J. Geophys. Res. 68, 4601—4609.

Rooymans C. J. M. (1967). Structural investigations on some oxides and other chalcogenides at normal and very high pressures. Doctoral thesis, University of Amsterdam.

Shannon R. D., and C. T. Prewitt (1969). Effective ionic radii in oxides and fluorides. *Acta Cryst.* B25, 925—946.

Smith J. V., and B. Mason (1970). Pyroxene-garnet transformation in Coorara meteorite. *Science* 168, 832—833.

Sobolev V., and J. Lavrentev (1971). Isomorphic sodium admixture in garnets formed at high pressures. *Contr. Mineral. Petrol.* 31, 1—9.

Strens R. G. (1969). The nature and geophysical importance of spin pairing in minerals of iron II. In: S. K. Runcorn (ed.), „The Application of Modern Physics to the Earth and Planetary Interiors“, pp. 213—220. Interscience, a division of Wiley, New York.

Syono Y., S. Akimoto, and Y. Endoh (1971). High pressure synthesis of ilmenite and perovskite type $MnVO_3$ and their magnetic properties. *J. Phys. Chem. Solids* 32, 243—249.

Syono Y., S. Akimoto, and Y. Matsui (1971). High pressure transformations in zinc silicates. *J. Solid State Chem.* 3, 369—380.

Wang C. Y. (1967). Phase transitions in rocks under shock compression. *Earth Planet. Sci. Letters* 3, 107—113.

Wells A. F. (1962). „Structural Inorganic Chemistry“, 2d ed. Clarendon, Oxford.

Williams A. F. (1932). „The Genesis of the Diamond“ (2 vols.). Ernest Benn, London, 636 pp.

Wyckoff R. W. G. (1964). „Crystal Structures“, vol. 2, 2d ed. Interscience, a division of Wiley, New York.

Wyckoff R. W. G. (1965). „Crystal Structures“, vol. 3, 2d ed. Interscience, a division of Wiley, New York.

Глава 13

РАЗЛИЧНЫЕ ПЕРЕХОДЫ

13-1. ПЕРЕХОДЫ В ЩЕЛОЧНЫХ АЛЮМОСИЛИКАТАХ И АЛЮМОГЕРМАНАТАХ

Геохимия щелочных металлов, содержащихся в коре, была предметом большого числа исследований. Значительно меньше имеется данных о поведении и распространении этих элементов в мантии. В коре щелочные металлы встречаются преимущественно в виде полевых шпатов и других алюмосиликатов. Поскольку, вследствие своих неплотных упаковок, эти структуры неустойчивы в условиях высоких давлений, очевидно, что геохимия щелочных металлов в мантии будет в значительной мере определяться характером фаз, в которые алюмосиликаты переходят на глубине. Хорошо известным примером этого является переход альбита в жадеит плюс кварц. Другой более общий пример представляет собой переход полевых шпатов в структуру типа голландита¹.

Полевошпатово-голландитовый переход. Куме, Мацумото и Коизуми [1967] доказали, что при давлении 35 кбар и температуре 1100°С германиевый аналог ортоклаза ($KAlGe_3O_8$) переходил в структуру голландита. Позже Рингвуду, Рейду и Уодсли

¹ Birch, Le Comte [1960]; Ringwood, Reid, Wadsley [1967a, b].

[1967a] удалось получить переход в эту структуру природного ортоклаза. Давление перехода при температуре 1000°C составляет около 100 кбар. Новая фаза имеет плотность $3,84\text{ г/см}^3$, являясь таким образом на 50% плотнее ортоклаза. Такое большое изменение плотности вызывается тем обстоятельством, что все атомы кремния и алюминия находятся в октаэдрической координации.

Этот переход также наблюдался в полевых шпатах составов $\text{NaAlGe}_3\text{O}_8$ и $\text{RbAlGe}_3\text{O}_8$. Переход германевого альбита впервые происходил при давлении 15 кбар и температуре 1000°C согласно реакции: $\text{NaAlGe}_3\text{O}_8$ (альбит) \rightarrow $\text{NaAlGe}_2\text{O}_6$ (жадеит) + GeO_2 (рутил). При давлениях более 25 кбар (1100°C) жадеитовая и рутиловая фазы снова объединялись, образуя голландит. Вероятно можно ожидать такого же поведения от обычного альбита, который, как известно, при сравнительно низких давлениях переходит в жадеит+кварц. В опытах при давлениях до 150 кбар альбит кристаллизуется в жадеит+стишовит. Но при еще больших давлениях можно ожидать, что эти фазы снова объединятся с образованием голландита $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. Доказательства этому можно получить с помощью исследований альбита ударноволновыми методами, которые обеспечивали данные по основным фазовым переходам. По расчетам плотность фазы после удара при нулевом давлении составляла $3,80\text{ г/см}^3$. Эта величина хорошо согласуется с предполагаемой для голландита плотностью, и поэтому представляется вероятным, что альбит при ударном давлении действительно переходил в структуру голландита¹.

Структура голландита (рис. 13-1)² тетрагональна и весьма близка структуре $\alpha\text{-MnO}_2$. Малые катионы координированы октаэдрически, а октаэдры связаны общими ребрами, образуя двойные ряды, параллельные оси с. В свою очередь двойные ряды октаэдров имеют общие углы, образуя трехмерный каркас, содержащий параллельные оси с каналы, в которых располагаются крупные катионы. Последние в углах слегка искаженного куба окружаются восемью атомами кислорода с еще четырьмя атомами, расположенными значительно дальше. Пространственное расположение октаэдров MO_6 также весьма близко расположению в структуре рутила, в которой отсутствие крупных катионов допускает более плотную упаковку.

Общая формула³ группы голландита $\text{A}_x(\text{B}_y\text{C}_{8-y})\text{O}_{16}$, где А — крупные катионы, занимающие каналы, а В и С — малые катионы M , образующие центры связанных ребрами и углами октаэдров MO_6 . Наблюдается, что в позициях А, В и С встречаются следующие ионы: А — Na, K, Rb, Cs, Ba, Sr; B^{2+} — Mg, Co, Ni, Cu, Zn; B^{3+} — Al, Ti, Cr, Fe, Ga, In; C^{4+} — Mn, Ti, Ge, Si, Sn.

Допускается значительная степень свободы в замещениях ионов и балансах зарядов, и кроме того часто встречается существ-

¹ McQueen, Marsh, Fritz [1967]; Ahrens, Anderson, Ringwood [1969].

² Byström, Byström [1950]; Bayer, Hoffman [1966].

³ Byström, Byström [1950]; Bayer, Hoffman [1966]; Wadsley [1964].

венная степень нестехиометрии, соответствующая дефицитам катионов А и В по сравнению с идеальной формулой, представленной, например, соединением $K_2Al_2Ti_6O_{16}$. (Это особое соединение представляет собой случай титанового аналога, служащего моделью высокого давления для соответствующего германата и силиката). В табл. 13-1 дается перечень полевошпатово-голландитовых переходов.

Свобода ионных замещений, а также отмеченная способность Ba^{++} входить в структуру голландита наводят на мысль о возможности образования голландитов при высоком давлении Ва-, Sr- и Са-полевыми шпатами. Известно, что в условиях статических давлений анортит распадается на смесь гроссуляра, кианита и кварца. Такой тип распада продолжается до давления 150 кбар, за исключением того,

что вместо кварца появляется стишовит. Но в условиях ударного давления анортозит состава $Ab_{51}An_{49}$ переходил в фазу, расчетная плотность которой при нулевом давлении составляет $3,72 \text{ г/см}^3$. Возможно, что имел место переход в структуру голландита. Кинетически такой переход во время микросекундных воздействий ударного давления был бы более благоприятным, чем распад на смесь голландита $NaAlSi_3O_8$, гроссуляра, кианита и стишовита, включающий комплексные процессы зародышеобразования и диффузии. Эта интерпретация получила поддержку в результате исследований барневых и стронциевых полевых шпатов¹.

Наблюдалось, что при воздействии на полевые шпаты составов $BaAl_2Si_2O_8$ и $SrAl_2Si_2O_8$ давлений от 100 до 150 кбар при температуре 1000°C они распадались на фазы голландит плюс неизвестные фазы. В подобных условиях стекла составов $Ba_{0,5}AlSi_3O_8$ и $Sr_{0,5}AlSi_3O_8$ (сравни $KAlSi_3O_8$) кристаллизовались в единую фазу голландита. Однако попытка синтезировать голландит состава $Ca_{0,5}AlSi_3O_8$ не увенчалась успехом. Такое пове-

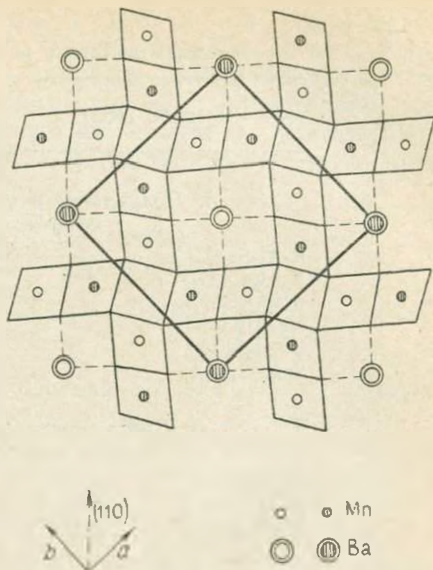


Рис. 13-1. Каркас кислородных октаэдров в идеальном голландите $BaMn_8O_{16}$, спроектированный на базальную плоскость.

На схеме показаны двойные ряды связанных ребрами октаэдров MnO_6 , разделяющие каналы, занятые атомами Ва.

По А. Бистрému и А. М. Бистрému [1950]

¹ Boyd, England [1961]; Mc Queen, Marsh [1966]; Ahrens, Anderson, Ringwood [1969]; Reid, Ringwood [1969b].

Фазы высокого давления голландита

$$\frac{\Delta\rho}{\rho} \sim 50\% \text{ (см. текст)}$$

*А. Полученные в условиях статических
высоких давлений:*

$K_2Al_2Si_6O_{16}$
 $K_2Al_2Ge_6O_{16}$
 $Rb_2Al_2Ge_6O_{16}$
 $Na_2Al_2Ge_6O_{16}$
 $BaAl_2Si_6O_{16}$
 $SrAl_2Si_6O_{16}$

*В. Предположительно встречающиеся
в условиях ударных давлений:*

$Na_2Al_2Si_6O_{16}$
 $K_2Al_2Si_6O_{16}$
 $NaCaAl_3Si_5O_{16}$

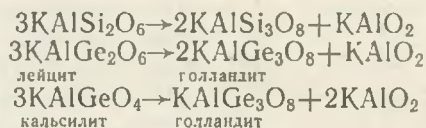
дение может быть объяснено на основе последовательного образования твердых растворов: $Ba_2Al_4Si_4O_{16} \rightarrow BaAl_2Si_6O_{16} \rightarrow Ba_0Si_8O_{16}$.

Для сохранения электронейтральности вхождение иона бария (или стронция) сопровождается замещением двух атомов кремния алюминием. Установлено, что гомогенный голландитовый состав простирается примерно до $Ba_{1,5}Al_3Si_5O_{16}$ для бария и до $SrAl_2Si_6O_{16}$ для стронция, тогда как для кальция не происходит образования голландита. Видимо, такое контрастное поведение возникает как следствие сил отталкивания крупных катионов в структуре голландита. Эти катионы располагаются по соседству, занимая каналы в структуре, а число катионов, которые могут быть размещены, видимо, определяется как имеющимся пространством, так и потенциалом отталкивания между этими ионами. По этой причине голландитовое поле не простирается до $Ba_2Al_4Si_4O_{16}$. С такой интерпретацией согласуется заключение о том, что анортозит $Ab_{51}An_{49}$ в условиях ударного давления переходил в структуру голландита. Этот состав можно было бы написать, как $CaNaAl_3Si_5O_{16}$, что подобно составу синтезированного обогащенного барием голландита $Ba_{1,5}Al_3Si_5O_{16}$. Хотя 1,5 атома бария (радиус 1,36 Å) замещаются атомами Na^+ и Ca^{++} , по одному каждого (радиусы 1,0 Å), потенциал отталкивания в последнем случае может быть сопоставимым.

Наблюдалось также несколько других реакций распада, включающих голландитовые фазы¹. Лейцит при давлении 100 кбар и температуре 1000°С распадался на голландит плюс алюминат

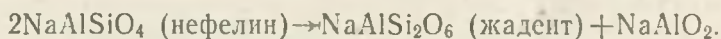
¹ Ringwood, Reid, Wadsley [1967a, b].

калия. Аналогичные переходы обнаруживались в германиевом лейците и германиевом кальсилите. То, что при высоком давлении богатая кремнеземом фаза, как например, голландит состава KAlSi_3O_8 , является устойчивой совместно с исключительно основной фазой KAlO_2 свидетельствует о вероятной устойчивости калиевого голландита в условиях насыщения кремнеземом, которые имеют место в мантии:



Не исключено, что голландит состава KAlSi_3O_8 будет обнаружен в качестве природного минерала в импактитах, связанных с метеоритными кратерами. Условия, в которых образовался стишовит, должны также привести к переходу зерен калиевых полевых шпатов, присутствующих в материнской породе. Но поскольку голландит состава KAlSi_3O_8 , вероятно, растворяется во фтористоводородной кислоте, метод растворения, используемый для извлечения стишовита, возможно, не будет успешным в данном случае.

Переход нефелина и жадеита. Соединение NaAlGeO_4 , которое имеет родственную нефелину структуру, при высоком давлении переходило в новую плотную фазу, обладающую структурой феррита кальция¹. Атомы натрия были в восьмерной координации, тогда как атомы алюминия — в шестерной. Переход в эту структуру обнаруживался большим числом соединений вида $\text{NaA}^{3+}\text{B}^{4+}\text{O}_4$ и вполне возможно, что обычный нефелин состава NaAlSiO_4 в конце концов перейдет в структуру феррита кальция, которая, вероятно, будет иметь плотность примерно $3,9 \text{ г/см}^3$ (рис. 13-2). Попытки непосредственно синтезировать эту фазу оказались неудачными, так как было обнаружено, что нефелин сначала распадается на жадеит плюс новая фаза высокого давления — NaAlO_2 , имеющая структуру феррита натрия²:



Жадеит исключительно устойчив при высоких давлениях. Тем не менее не исключено, что при давлениях более 200 кбар жадеит и алюминат натрия вновь соединяются, образуя NaAlSiO_4 (структура феррита кальция).

Были проведены эксперименты³ на германиевом аналоге жадеита. Установлено, что последний при высоких давлениях распадался следующим образом: $\text{NaAlGe}_2\text{O}_6$ (жадеит) \rightarrow NaAlGeO_4

¹ Ringwood and Major [1967a].

² Reid, Wadsley, Ringwood [1967]; Reid, Ringwood [1968].

³ Ringwood, Major [1967a]; Reid, Wadsley, Ringwood [1967].

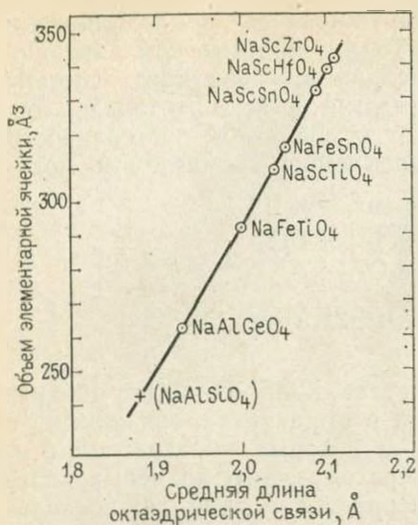


Рис. 13-2. График зависимости объемов элементарных ячеек от средних длин октаэдрических связей для изоморфных разновидностей $\text{NaA}^{3+}\text{B}^{4+}\text{O}_4$ типа феррита кальция.

Определенная экстраполированием плотность предположительной изоморфной разновидности феррита кальция соединения NaAlSiO_4 составляет $3,9 \text{ г/см}^3$. По Рейду, Уодсли и Рингвуду [1967]

Таким образом натрий и калий находятся в разных фазах и, следовательно, могут разделяться друг с другом.

13-2. ГИДРАТНЫЕ МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СИЛИКАТЫ ВЫСОКОГО ДАВЛЕНИЯ

Рингвуд и Мэйджер [1967b] осуществили некоторые опыты на системе $\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ в составах, где отношение MgO/SiO_2 изменялось от 1 до 5. Работа велась при давлениях от 100 до 170 кбар и температуре 1000°C . Исходные вещества состояли из водных гелей, содержащих 2–10% H_2O , и смесей периклаза с кремниевой кислотой (5% H_2O). В режиме высокого давления знакомые фазы, такие как тальк и серпентин, не встречались, они были замещены новой серией гидратных фаз. Были установлены главные межплоскостные расстояния этих фаз, но характеризовать эти фазы полностью было невозможно. Соответственно они были названы фазы А, В и С.

Фаза А имела средний показатель преломления около 1,65 и низкое до среднего двупреломление. Считалось, что она была водной с отношением MgO/SiO_2 , изменяющимся от 1,5 до 2. В опы-

(феррит кальция) + GeO_2 (рутил). Кажется возможным, что естественный жадеит может в конце концов аналогично распадаться на NaAlSiO_4 (феррит кальция) + SiO_2 (стишовит).

Тот факт, что натрий оказывается в состоянии образовывать фазы высокого давления типа NaAlSiO_6 , $\text{NaAlGe}_2\text{O}_6$, NaAlGeO_4 и, возможно, NaAlSiO_4 , тогда как калий, видимо, не может сделать этого, приводит к значительной разнице геохимических свойств этих элементов в нижней мантии. Калий, вероятно, присутствует в виде голландитовой фазы KAlSi_3O_8 , которая, как отмечалось, устойчива в условиях чрезвычайной недосыщенности кремнием. Но натриевый голландит $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, вероятно, был бы неустойчив в мантии в условиях насыщения кремнием вследствие предпочтительного образования $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$, $\text{Na}_2\text{CaSi}_5\text{O}_{12}$ (гранат), а при самых высоких давлениях — NaAlSiO_4 (феррит кальция).

тах при давлениях меньше 100 кбар эта фаза не образовывалась, ее место занимал форстерит.

Фаза В в опытах при давлениях выше 110 кбар присутствовала почти непременно, но всегда встречалась вместе с другими фазами, включая фазы А, С, MgO и стишовит. Это делало затруднительными оптическую идентификацию и определение констант. Кажалось, что это соответствует одной из двух оптически опознаваемых фаз, имеющих средние показатели преломления около 1,71 и 1,77 соответственно. Исходя из предпочтительного поля синтеза, представлялось, что фаза В была водной, и что отношение MgO/SiO₂ колебалось от 2 до 3. Показатели преломления свидетельствовали о том, что эта фаза обладает высокой плотностью, вероятно, в пределах 3,5—3,8 г/см³.

В опытах с богатыми водой гелями спорадически встречалась фаза С. Она имела отношение MgO/SiO₂ от 3 до 5 и считалась минералом со слоистой решеткой, возможно, родственным хондрит-гумитовой группе.

Значение этих фаз заключается в том, что они, вероятно, могут служить местами ионов OH⁻ в мантии¹. Обе фазы А и В устойчивы при сравнительно высоких температурах, а фаза В в частности обладает большей плотностью.

Склэр, Кэррисон и Стюарт [1967] провели исследования системы MgO—SiO₂—H₂O, отношение MgO/SiO₂ которой составляет 2:1. До сих пор полученные ими результаты сообщались в краткой форме. Были установлены три фазы этого состава и считалось, что они представляют собой различные полиморфные разновидности гидратированных пироксенов, изоструктурных с орто- и клинопироксенами. Была выведена формула их состава MgSi_{0,5}(H₄)_{0,5}O₃, в которой только половина тетраэдрических позиций занималась кремнием, с компенсацией зарядов путем замены (H₄O₄)⁴⁻ на SiO₄⁴⁻. Опубликованные Склэром и др. главные межплоскостные расстояния для этой фазы были идентичны с ранее упомянутой фазой А. Эти исследователи также привлекли внимание к геохимическому значению этих предполагаемых гидроксильных пироксенов, как источнику сохранения и выделения больших количеств воды в верхней мантии, согласно реакции: Mg₂SiO₄+2H₂O⇌2MgSi_{0,5}(H₄)_{0,5}O₃.

Склэр и его сотрудники не представили никаких кристаллографических доказательств в поддержку утверждения, что фаза А обладала структурой гидроксильного пироксена, и их интерпретация подверглась критике со стороны Мартина и Доннея [1972].

Ямамото и Акимото [1974] сообщили о дальнейшем изучении системы MgO—SiO₂—H₂O. Они успешно установили ее формулу и соотношения устойчивости с клиноэнстатитом и форстеритом (рис. 13-3). Было обнаружено, что состав фазы А выражался формулой H₆Mg₇Si₂O₁₄ или 2Mg₂SiO₄·3Mg(OH)₂, а плотность ее составляла 2,95 г/см³. Эти исследователи также открыли четвертый

¹ Ringwood, Major [1967 b].

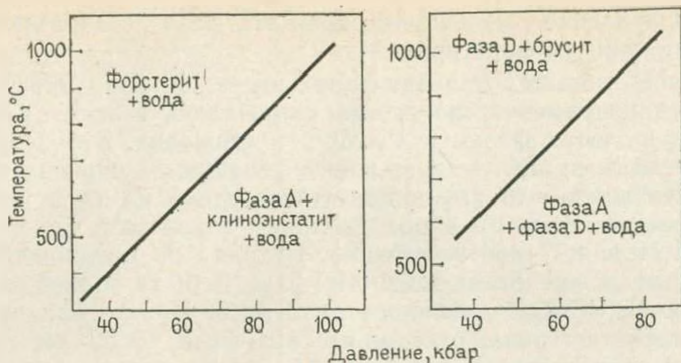


Рис. 13-3. Соотношения устойчивости фаз А и D в условиях $P_{H_2O} = P_{обш.}$
По Ямамото и Акимото [1974]

гидратный магниевый силикат «фазу D» с отношением Mg/Si порядка 5:2. Постоянные решетки и пространственная группа фазы D были близки к значениям этих показателей для хондритов, но их дифракционная картина и показатели преломления были явно различными¹. В отличие от фазы А фаза D ассоциировалась с бруситом, но ее сосуществования с клинопироксеном не наблюдалось.

Отмеченная при высоких давлениях ассоциация фазы А с клиноэнстатитом представляет важность в связи с дегидратацией серпентина в погружающихся плитах литосферы в зонах субдукции. Представляется вероятным, что фаза А играет важную роль в последовательности дегидратации и служит средством переноса воды в нижнюю мантию. Кроме того этот вопрос рассматривался в разд. 8-3. Для удобства в том разделе фаза А была обозначена неспецифическим сокращением DHMS (плотный гидратный магниевый силикат).

13-3. ПЕРЕХОДЫ В Al, Sc, In, Zr и Hf-СИЛИКАТАХ

Попытки превратить при давлениях примерно до 200 кбар силлиманит и кванит в более плотные формы до сих пор были безуспешными. Возможно, что это в значительной мере объясняется кинетическими трудностями. Наблюдалось, что германиевый аналог кванита при сравнительно умеренных давлениях превращался в GeO_2 (рутил) + Al_2O_3 (корунд)².

Недавно было обнаружено, что фаза силиката алюминия $Al_2Si_2O_7$ была устойчива при давлении примерно выше 100 кбар³. При более низких давлениях этот состав кристаллизуется в виде

¹ Позже Ямамото и Акимото [1975] определили фазу D, как гидроксил-хондрит.

² Ringwood, Reid [1969].

³ Ringwood [1975].

смеси кианита и коэсита. Средний показатель преломления этой фазы равен 1,757, а ее мольная рефракция свидетельствует о том, что большинство или все атомы кремния вероятно координированы октаэдрически¹. Плотность ее, составляющая примерно 4 г/см³, немного меньше плотности изохимической смеси окислов. В настоящее время ведутся рентгено-структурные исследования. Основные отражения пологих углов наводят на мысль, что эта структура, возможно, основана на подъячейке с атомами кислорода, расположенными, как в решетке корунда, т. е. в гексагональной плотной упаковке. Тогда, вероятно, атомы алюминия и кремния будут занимать пустоты в октаэдрах этой решетки. Тем не менее нельзя исключать возможности того, что эта фаза может содержать в своей структуре весьма важные ионы (ОН)⁻.

Был синтезирован и кристаллографически изучен ряд фаз типа $M_2O_3 \cdot nTiO_2$ ($1 \leq n < 4$; $M = Cr^{3+}, Fe^{3+}$). Основами их также являются гексагональные плотно упакованные решетки кислорода с ионами M^{3+} и Ti^{4+} , расположенными в октаэдрических пустотах. Путем трансляции эти структуры также могут быть приведены к структуре рутила². Несмотря на то, что структура высокого давления фазы $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ отличается от структуры $Cr_2O_3 \cdot 2TiO_2$, не исключено, что существует общая взаимосвязь в том смысле, что обе они основываются на кислородной подрешетке типа корунда. Вероятно, эти структуры отличаются главным образом в способе расположения ионов Cr^{3+} , Al^{3+} и Ti^{4+} , Si^{4+} по октаэдрическим позициям. Возможно, остается еще открыть дополнительные родственные фазы типа $Al_2O_3 \cdot nSiO_2$, которые, вероятно, играют роль в зоне перехода. Предполагается, что они имеют высокие плотности, например, плотность соединения Cr_2TiO_5 на 1% больше (Рейд, личное сообщение) плотности изохимической смеси Cr_2O_3 (корунд) и TiO_2 (рутил).

При атмосферном давлении силикаты $Sc_2Si_2O_7$ и $In_2Si_2O_7$ кристаллизуются в структуру типа тортвейтита. Она построена на основе групп Si_2O_7 , которые делят один ион кислорода и катионы Sc^{3+} в октаэдрической координации. При высоких давлениях эти соединения переходят в структуру пирохлора³. Полиморфные разновидности высокого давления интересны тем, что их ионы кремния координированы октаэдрически, как у стишовита, в то время как скандий имеет восьмерную координацию. В результате структура исключительно плотная.

Окисел In_2O_3 обладает структурой корунда, в то время как Sc_2O_3 при низких давлениях имеет структуру С-редкоземельного металла, переходя при высоком давлении в структуру типа В-редкоземельного металла. Были изучены соотношения между этими формами и гипотетической корундовой полиморфной разновидностью окисла Sc_2O_3 и определена плотность Sc_2O_3 (структура

¹ Ringwood [1975].

² Grey, Reid [1972]; Grey, Reid, Alpress [1973].

³ Reid, Ringwood, Li [1974].

корунда). Она является промежуточной между формами С- и В-редкоземельных металлов. Таким образом плотности соединений $\text{In}_2\text{Si}_2\text{O}_7$ и $\text{Sc}_2\text{Si}_2\text{O}_7$ могут быть сопоставимы с изохимическими смесями окислов In_2O_3 , Sc_2O_3 (корунд) + SiO_2 (стишовит). Полиморфные разновидности типа пирохлора соответственно на 4 и 5% плотнее смесей окислов¹.

Структура типа пирохлора, возможно, является важной в нижней мантии, что связано с вероятностью ее принятия трехвалентными элементами, например, в $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_7$ и $\text{Cr}_2\text{Si}_2\text{O}_7$. Такие полиморфные разновидности были бы плотнее изохимических смесей конечных членов типа корунд плюс рутил.

Несмотря на то, что циркон ZrSiO_4 встречается в породах коры и верхней мантии в очень малых (до следов) количествах, его геохимическое значение увеличивается, так как он служит вмещителем заметной части урана и тория в этих регионах. Соединения USiO_4 и ThSiO_4 изоструктурны с цирконом. Соответственно представляет интерес устойчивость циркона при высоком давлении.

При атмосферных давлениях соединения ZrGeO_4 и HfGeO_4 имеют структуры шеелита, и это вслед за обсуждением германат-силикатных модельных соотношений (разд. 10-2) наводит на мысль, что циркон при высоких давлениях мог бы перейти в структуру типа шеелита. В самом деле был обнаружен случай, когда по наблюдениям соединения ZrSiO_4 и HfSiO_4 (также структура циркона), подвергнутые давлению 120 кбар при температуре 1000°С, полностью переходили в структуру шеелита, обеспечивая таким образом еще один пример германат-силикатной модельной взаимосвязи². Еще может быть обнаружено, что шеелитовая полиморфная разновидность циркона, встречается как естественный минерал в алмазных трубках глубинного происхождения или в импактных брекчиях. Усилия при таких же условиях превратить цирконы составов USiO_4 и ThSiO_4 в структуру шеелита не увенчались успехом.

Структура циркона состоит из дискретных тетраэдров SiO_4 с группами ZrO_8 в промежутках. Последние состоят из двух взаимно проникающих тетраэдров различных размеров с четырьмя атомами кислорода размером 2,15 Å и другими четырьмя размером 2,29 Å, расположенными еще дальше. Координации металлов по кислороду в шеелитовой полиморфной разновидности ZrSiO_4 весьма сходны с координациями в цирконе. Но группы SiO_4 и ZrO_8 расположены более компактно, а расстояния Zr—O более одинаковы, чем у цирконовой разновидности.

Не исключается возможность, что при еще более высоких давлениях соединение ZrSiO_4 может перейти в структуру KAlF_4 . Она образуется рядом фторидов, включая NaAlF_4 , в котором размеры анион-катионов и отношения радиусов подобны этим величинам в

¹ Reid and Ringwood [1969a]; $\text{Sc}_2\text{Si}_2\text{O}_7$ также на 1,4% плотнее смеси Sc_2O_3 (В-редкоземельный металл) и SiO_2 (стишовит).

² Wyskoff [1965]; Reid, Ringwood [1969c].

ZrSiO₄. Эта структура плотно упакована с ионом Al в октаэдрической координации, а ионами Na (и K) в тетрагонально-призматических позициях с восьмерной координацией.

13-4. ПЕРЕХОДЫ В НЕКОТОРЫХ ПРОСТЫХ ОКИСЛАХ

Переходы кварц — коэзит — стишовит. Первая полиморфная разновидность высокого давления кварца — «коэзит» была обнаружена Коэсом [1957] в условиях высоких давлений. Многими учеными изучалось равновесие между кварцем и коэзитом. Имевшиеся в сообщениях разных исследователей расхождения в положениях кривых равновесия в основном объясняются неодинаковыми типами использованных в опытах установок и сопутствующими проблемами калибровки давлений. Доказано, что кварц-коэзитовое равновесие полезно для межлабораторного сравнения установок высоких давлений и температур. В настоящее время имеется радующее совпадение данных нескольких лабораторий, где уделяется очень большое внимание проблемам определения роли трения (гистерезиса) и неодинакового распределения давления в камере вследствие прочности передающей среды¹.

Плотность коэзита составляет 2,91 г/см³, а из его структуры видно, что атомы кремния остаются в четверной координации. Коэзит — редкий земной минерал, встречающийся иногда в связанных с метеоритными кратерами импактитах, где он образовался под влиянием кратковременных высоких давлений, вызванных ударными волнами от удара метеорита. Кроме того коэзит был найден в виде очень редкого включения в алмазах из кимберлитовых трубок².

Стишов и Попова [1961] сделали важное открытие, что при давлениях около 100 кбар и температуре 1200—1600°С коэзит мог быть превращен в новую фазу, обладающую структурой рутила. Плотность новой фазы — «стишовита» составляла 4,28 г/см³. Такое большое увеличение плотности объяснялось изменением координации кремния с четверной на шестерную. Вскоре после этого поступили сообщения от других лабораторий об успешных синтезах стишовита [6, 7, 8]. И примерно в это же время была обнаружена первая находка стишовита в природных условиях в ассоциации с коэзитом в импактной брекчии Арizonского метеоритного кратера, Аризона³.

Стандартная энтропия стишовита была рассчитана экстраполированием эмпирического соотношения между плотностью и энтро-

¹ McDonald [1956]; Khitarov [1964]; Kitahara, Kennedy [1964]; Boetcher, Wyllie [1968]; Boyd, England [1960]; Boyd [1964]; Green, Ringwood, Major [1966].

² Zoltai, Buerger [1959]; Chao, Shoemaker, Madsen [1960]; Pecora [1960], H. O. A. Meyer [1968] (личное сообщение).

³ Вначале приведенное давление в 160 кбар было уменьшено в соответствии со шкалой высоких давлений; Ringwood, Seabrook [1962]; Wentorf [1962]; Sclar et al. [1962]; Chao et al. [1962].

пией, свойственных соединениям типа рутила $PbO_2-SnO_2-GeO_2$. Используя этот расчет совместно с имеющимися данными по равновесию переходов коэзит — стишовит и кварц — коэзит, Стишов вычислил равновесную $P-T$ -кривую для перехода коэзит — стишовит. Позже это равновесие было определено непосредственно¹.

После того, как все эти данные были приведены к одной шкале давлений, они обнаружили очень хорошую сходимость. В частности, изменение энтропии, подсчитанное для перехода коэзит — стишовит главным образом на основании кристаллохимических сведений, хорошо согласовывалось с изменением энтропии, полученным непосредственно из экспериментальных кривых равновесия и калориметрии раствора². Это указывает и на другое возможное применение постоянных кристаллохимических взаимосвязей для получения термодинамических свойств силикатных фаз высокого давления. На рис. 13-4 показаны фазовые соотношения между кварцем, коэзитом и стишовитом.

Переходы высокого давления в некоторых фазах типа рутила.

В обсуждении кристаллохимических вопросов предыдущих глав заметная роль принадлежала структуре рутила. В этой структуре (рис. 13-5) в углах слегка искаженного тетраэдра каждый атом титана окружается шестью атомами кислорода в то время, как каждый атом кислорода окружен тремя атомами титана, лежащими на плоскости в углах почти равностороннего треугольника. Если рассматривать несколько элементарных ячеек этой структуры видно, что каждый из координированных октаэдров атомов кислорода разделяет два горизонтальных ребра с примыкающими октаэдрами. Таким образом, октаэдры связаны в ленты, которые проходят вертикально через эту структуру, а также через центр и углы элементарной ячейки. Октаэдры SiO_6 с общими ребрами, образующие цепи состава SiO_4 , являются общей чертой как структуры стишовита, так и структуры типа плюмбата стронция Mg_2SiO_4 ³. В стишовите каждая цепь SiO_4 через общие углы связана с четырьмя соседними цепями, в то время, как в структуре Mg_2SiO_4 типа плюмбата стронция цепи отделены друг от друга находящимися между ними цепями, связанными общими ребрами координированных по Mg многогранников. В обеих структурах цепи параллельны оси c .

Известно, что несколько фаз типа рутила, включая TiO_2 и PbO_2 , при высоком давлении переходят в немного более плотную (\sim на 2%) ромбическую модификацию со сложной структурой. Отмечено, что при давлениях свыше 70 кбар PbO_2 переходит еще в одну полиморфную разновидность, обладающую структурой флюорита с плотностью примерно на 8% больше плотности модификации типа рутила. При ударном сжатии наблюдался переход TiO_2 в фазу с расчетной плотностью, на 20—30% превышающей плот-

¹ Stishov [1963]; Ostrovsky [1965, 1967]; Akimoto, Syono [1969].

² Stishov [1963]; Holm, Kleppa, Westrum [1967].

³ Evans [1966]; Baur [1972].

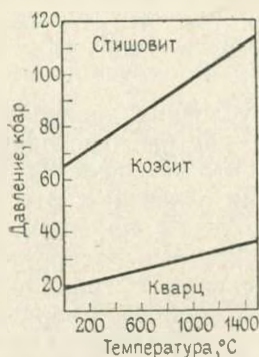


Рис. 13-4. Равновесные кривые кварц — коэсит и коэсит — стишовит. Первая кривая основана на данных Хитарова [1964], Гринна, Рингвуда и Мэйджера [1966] и Боетчера и Уайли [1968], вторая — на данных Акимото и Сионо [1969], пересчитанных по шкале давлений NBS (см. разд. 10-4)

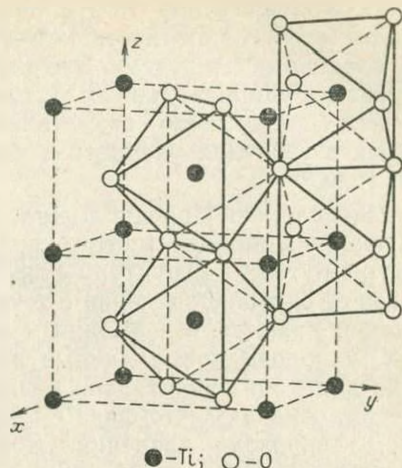


Рис. 13-5. Тетрагональная структура рутила, на которой видны координационные октаэдры анионов кислорода вокруг катионов титана, а также характер соединения октаэдров в полосы с общими горизонтальными ребрами.

По Эвансу [1966]

ность рутила. Вполне вероятно, что эта фаза также имеет структуру флюорита¹.

Возможно, что такая большая разница в изменениях плотностей, сопровождающая рутил-флюоритовые переходы в TiO_2 и PbO_2 , связана с меньшим ионным радиусом Ti^{4+} (0,61 Å) по сравнению с Pb^{4+} (0,78 Å). Этот переход включает увеличение координации металла по кислороду с 4 до 8. Решительное подтверждение возможности изменения координации для небольшого катиона, такого как Ti^{4+} , даже усиливает вероятность того, что более крупные катионы (например, Fe^{2+} и Mg^{2+}) в нижней мантии также примут восьмерную координацию, как это предполагалось в разделах 11-8 и 12-5.

Другие структуры типа рутила также подвергались ударным давлениям, превышающим 1 Мбар². В MnO_2 и SnO_2 не было обнаружено никаких признаков фазового перехода. Рассчитанные при нулевом давлении плотности этих фаз, претерпевших давления более 0,5 Мбар, были подобны плотностям исходного вещества. Однако не могла быть исключена вероятность переходов (включающая, например, небольшие увеличения плотности) в ром-

¹ White, Dacheille, Roy [1961]; Azzaria, Dacheille [1961]; McQueen, Jamieson, Marsh [1967]; Syono, Akimoto [1968]; Ahrens, Anderson, Ringwood [1969].

² McQueen, Marsh [1966]; Al'Tschuler, Trunin, Simakov [1965].

бическую модификацию. Под влиянием ударной волны кремнезем переходит в фазу, плотность которой при нулевом давлении подобна плотности стишовита. Это наблюдение наряду с успешным получением в ударноволновых экспериментах небольших количеств стишовита определенно свидетельствует о том, что эта образовавшаяся в условиях ударного давления фаза в самом деле была стишовитом¹.

Фудзисава [1968] предположил, что в условиях давлений, существующих в нижней мантии, кремнезем мог бы переходить из структуры рутила в структуру флюорита, и что этот переход, вероятно, имеет большое значение с точки зрения геофизики. Это предположение кажется невозможным по нескольким причинам. Во-первых, ударноволновые данные по SiO_2 , которые распространяются на давления значительно большие давлений на границе ядра и мантии, означают, что фаза с плотностью стишовита образуется во всем диапазоне давлений. Давления, необходимые для того, чтобы вызвать переход небольшого атома подобного Si^{4+} (радиус 0,26 Å) из шестерной в восьмерную координацию по отношению к кислороду, вероятно, должны быть много выше давлений, необходимых для такого перехода в TiO_2 и PbO_2 (Ti^{4+} —0,61 Å и Pb^{4+} —0,78 Å). Кроме того следует отметить, что при давлениях до 1 Мбар ни SnO_2 , ни MnO_2 (структуры рутила) не переходят в структуру флюорита. Оба они благодаря более крупным радиусам катионов (Sn^{4+} —0,69 Å, Mn^{4+} —0,54 Å) для перехода в структуру флюорита, вероятно, требуют меньших, по сравнению со стишовитом, давлений (разд. 10-2). Наконец, возрастание плотности, связанное с рутил-флюоритовым переходом, наряду с соответствующими увеличениями² сейсмических скоростей и отношения модулей упругости настолько велики, что не соответствуют отмеченной для нижней мантии зависимости между скоростью и плотностью (гл. 14), если только предполагаемая флюоритовая полиморфная разновидность SiO_2 не присутствовала лишь в очень небольших количествах.

Устойчивость Al_2O_3 и MgO при высоком давлении. Кривые Югонио для периклаза и корунда были прослежены до давления 1,3 Мбар, что соответствует давлению на границе ядра и мантии. Никаких признаков фазовых переходов при этом не наблюдалось. Обнаружено, что рассчитанная плотность нулевого давления фазы, устойчивой при давлении более 500 кбар, была подобна плотностям нулевого давления периклаза и корунда. Однако экспериментальные неточности не устраняли возможности фазовых переходов, сопровождавшихся небольшими изменениями объемов (<5%). Таким образом, остается вероятность перехода MgO в структуру хлорида цезия, хотя данные говорят против этого. Ударноволновые

¹ Ahrens, Anderson, Ringwood [1969]; Wackerle [1962]; McQueen, Fritz, Marsch [1963]; De Carli, Milton [1965].

² Определенными на основании постоянных соотношений между скоростью и плотностью (разд. 9-4).

эксперименты ценны тем, что обеспечивают данные относительно устойчивости в условиях чрезвычайных давлений этих двух геохимически важных минералов. Также сообщалось, что переход высокого давления ВаО (структура каменной соли) в искаженную структуру хлорида цезия сопровождается увеличением плотности примерно на 12%¹. Однако благодаря значительно большему размеру и поляризуемости катиона Ва²⁺ (1,36 Å) по сравнению с катионом Mg²⁺ (0,72 Å) этот переход мало соответствует поведению MgO при высоких давлениях.

Переходы в некоторых соединениях вида R₂O₃. На рис. 12-13 показаны соотношения между структурами корунда (ильменита) и В- и С-редких земель². Было установлено, что при давлениях в несколько десятков килобар большая часть С-редких земель, обладающих дефектной структурой типа флюорита, переходила в структуру В-редких земель. Подобный переход, отмеченный в Sc₂O₃, сопровождался увеличением плотности на 8,1%³. Структура В-редкоземельного металла моноклинная и катионы распределены между тремя кристаллографически отличными позициями: две с семерной и одна с шестерной координацией. Для сравнения, координация катионов в структуре С-редкоземельного металла — шестерная.

Структура В-редкоземельного металла примерно на 5% плотнее соответствующих структур типа ильменита или корунда, и она может рассматриваться как структура, в которую при очень высоком давлении переходит корунд. Хотя некоторые обычные взаимосвязи допускают вероятность подобного поведения, прямых примеров пока еще не обнаружено. Таким образом Mn₂O₃ обладает структурой С-редкоземельного металла и также известна модификация Fe₂O₃ со структурой С-редкоземельного металла (Fe₂O₃ проявляет широкую твердофазную растворимость в Mn₂O₃ со структурой С-редкоземельного металла). Учитывая известность перехода при умеренных давлениях большинства С-редкоземельных металлов в структуру В-редкоземельного металла, можно ожидать, что при еще более высоких давлениях Fe₂O₃ (который обычно обладает структурой корунда) мог бы тоже перейти в эту структуру. Однако несколько С-редкоземельных металлов (In₂O₃, Tl₂O₃ и GaFeO₃) переходят не в структуру В-редкоземельного металла, а в структуру корунда или ильменита, которая имеет промежуточную плотность⁴.

Отмечается, что гематит в условиях ударноволнового сжатия проявляет основной фазовый переход при давлениях более 900 кбар. Было подсчитано, что плотность этой фазы⁵ при нулевом давлении составляет 5,96 г/см³ по сравнению с плотностью гематита 5,27 г/см³. Увеличение плотности (на 13%) значительно боль-

¹ McQueen, Marsh [1966]; Liu [1971].

² Reid, Ringwood [1969a].

³ Hoekstra, Gingerich [1964]; Reid, Ringwood [1969a].

⁴ Wyckoff [1964]; Shannon [1966].

⁵ Mc Queen, Marsh [1966]; Ahrens, Anderson, Ringwood [1969].

ше, чем в подсчетах для модификации В-редкоземельного металла ($\Delta\rho/\rho \sim 5\%$). Однако ударноволновые данные наводят на мысль, что при давлении порядка 700 кбар может образоваться промежуточная фаза с плотностью, соответствующей структуре В-редкоземельного металла.

Рейд и Рингвуд [1969а] высказали мысль, что фаза наивысшего давления гематита, возможно, обладает структурой перовскита с формулой $\text{Fe}^{2+}\text{F}^{4+}\text{O}_3$. Эта структура потребовала бы переноса электронов и дала бы плотность $5,8 \text{ г/см}^3$, что находится в пределах неточностей ударноволновых расчетов. Это высказывание в какой-то мере предположительно, и кроме того структура, по-видимому, не может в достаточной мере объяснить реперы наивысшего давления (1,2—1,4 Мбар) ¹.

Вероятно, более правдоподобна интерпретация, предложенная Сионо и его сотрудниками [1971], которые допускали, что плотная форма Fe_2O_3 могла бы быть следствием перехода высокий спин — низкий спин в Fe^{3+} . Из-за этого перехода радиус Fe^{3+} увеличился бы с 0,65 до 0,55 Å^2 , а в плотность при нулевом давлении Fe_2O_3 (корунд, низкий спин) была бы равна $6,05 \text{ г/см}^3$, что хорошо согласуется с ударноволновыми данными. Аналогичная интерпретация была предложена Дэвисом и Гаффни [1973].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ahrens T. J., D. L. Anderson, and A. E. Ringwood (1969). Equations of state and crystal structures of high pressure phases of shocked silicates and oxides. *Rev. Geophys.* 7, 667—707.

Akimoto S., and Y. Syono (1969). Coesite-stishovite transition. *J. Geophys. Res.* 74, 1653—1659.

Al'Tschuler L. G., R. F. Trunin, and G. Simakov (1965). Shock-wave compression of periclase and quartz, and the composition of the Earth's lower mantle. *Bull. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth* (English translation) 10, 657—661.

Azzaria L., and F. Dacheille (1961). The new high pressure polymorph of MnF_2 . *J. Phys. Chem.* 65, 889.

Baur W. H. (1972). Computer-simulated crystal structures of observed and hypothetical Mg_2SiO_4 polymorphs of high and low density. *Am. Min.* 57, 709—731.

Bayer G., and W. Hoffman (1966). Complex alkali titanium oxides $\text{A}_x(\text{B}_y\text{Ti}_{8-y})\text{O}_{16}$ of the $\alpha\text{-MnO}_2$ structure-type. *Am. Min.* 51, 511—516.

Birch F., and P. Le Comte (1960). Temperature-pressure plane for albite composition. *Am. J. Sci.* 258, 209—217.

Boettcher A. L., and P. J. Wyllie (1968). The quartz-coesite transition measured in the presence of a silicate liquid and calibration of piston-cylinder apparatus. *Contr. Mineral. Petrol.* 17, 224—232.

Boyd F. (1964). Geological aspects of high-pressure research. *Science* 145, 13—20.

Boyd F., and J. L. England (1960). The quartz-coesite transition. *J. Geophys. Res.* 65, 749—756.

Boyd F., and J. L. England (1961). Melting of silicates at high pressures. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 60, 120.

Byström A., and A. M. Byström (1950). The crystal structure of hollandite, the related manganese oxide minerals and $\alpha\text{-MnO}_2$. *Acta Cryst.* 3, 146—154.

¹ Davies, Gaffney [1973].

² Shannon, Prewitt [1969].

Chao E. C. T., J. Faney, J. Littler, and D. Milton (1962). Stishovite, SiO_2 , a very high pressure new mineral from Meteor Crater, Arizona. *J. Geophys. Res.* 67, 419—421.

Chao E. C. T., E. M. Shoemaker, and B. M. Madsen (1960). The first natural occurrence of coesite from Meteor Crater, Arizona. *Science* 132, 220—222.

Coes L. (1953). A new dense crystalline silica. *Science* 118, 131—133.

Davies G. F., and E. Gaffney (1973). Identification of high pressure phases of rocks and minerals from Hugoniot data. *Geophys. J.* 33, 165—183.

De Carli P., and D. Milton (1965). Stishovite: synthesis by shock waves. *Science* 147, 144.

Evans R. C. (1966). „An Introduction to Crystal Chemistry, 2d ed. Cambridge Univ. Press, London. 410 pp.

Fujisawa H. (1968). Temperature and discontinuities in the transition layer in the earth's mantle: Geophysical application of the olivine-spinel transition in the Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 system. *J. Geophys. Res.* 73, 3281—3294.

Green T. H., A. E. Ringwood, and A. Major (1966). Friction effects and pressure calibration in a piston-cylinder apparatus at high pressures and temperature. *J. Geophys. Res.* 71, 3589—3594.

Grey I. E., and A. F. Reid (1972). Shear structure compounds $(\text{Cr, Fe})_2(\text{Ti}_{n-2})_{2n-1}$ derived from the α - PbO_2 structural type. *J. Solid. State Chem.* 4, 186—194.

Grey I. E., A. F. Reid, and J. Allpress (1973). Compounds in the system Cr_2O_3 — Fe_2O_3 — TiO_2 — ZrO_2 based on intergrowth of the α - PbO_2 and V_2O_5 structure types. *J. Solid State Chem.* 8, 86—99.

Hoekstra H., and K. Gingerich (1964). High pressure B-type polymorphs of some rare earth sesquioxides. *Science* 152, 1163—1164.

Holm J. L., O. J. Kleppa, and E. F. Westrum (1967). Thermodynamics of polymorphic transformations in silica. Thermal properties from 5 to 1070° K and pressure-temperature stability fields for coesite and stishovite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, 2289—2307.

Khitarov N. I. (1964). New experimental work in the field of deepseated processes. *Geochem. Inter.* 3, 532—535.

Kitahara S., and G. C. Kennedy (1964). The quartz-coesite transition. *J. Geophys. Res.* 69, 5395—5400.

Kume S., T. Matsumoto, and M. Koizumi (1966). Dense form of germanium orthoclase (KAlGe_3O_8). *J. Geophys. Res.* 71, 4999—5001.

Liu L. (1971). A dense modification of BaO and its crystal structure. *J. Appl. Phys.* 42, 3702—3704.

MacDonald G. J. F. (1956). Quartz-coesite stability relations at high temperatures and pressures. *Am. J. Sci.* 254, 713—721.

Martin R. F., and G. Donnay (1972). Hydroxyl in the mantle. *Am. Min.* 57, 554—570.

McQueen R. G., J. N. Fritz, and S. P. Marsh (1963). On the equation of state of stishovite. *J. Geophys. Res.* 68, 2319—2322.

McQueen R. G., J. C. Jamieson, and S. P. Marsh (1967). Shock-wave compression and X-ray studies of titanium dioxide. *Science* 155, 1401—1404.

McQueen R. G., and S. P. Marsh (1966). In: S. P. Clark, Jr. (ed.), „Handbook of Physical Constants“. *Geol. Soc. Am. Memoir* 97.

McQueen R. G., S. P. Marsh, and J. N. Fritz (1967). Hugoniot equation of state of twelve rocks. *J. Geophys. Res.* 72, 4999—5036.

Ostrovsky I. A. (1965). Experimental fixation of the position of the coesite-stishovite equilibrium curve. (In Russian.) *Izv. Akad. Nauk SSSR, Geol. Ser.* no. 10, 132—135.

Ostrovsky I. A. (1967). On some sources of errors in phase equilibria investigations at ultra-high pressures. 2, Phase diagram of silica. *Geol. J.* 5, 321—328.

Pecora W. T. (1960). Coesite, craters, and space geology. *Geotimes* 5, 16.

Reid A. F., and A. E. Ringwood (1968). High pressure NaAlO_2 , and α - NaFeO_2 isomorph. *Inorg. Chem.* 7, 443—445.

Reid A. F., and A. E. Ringwood (1969a). High pressure scandium oxide and its place in the molar volume relationships of dense structures of M_2X_3 and ABX_3 type. *J. Geophys. Res.* 74, 3238—3252.

Reid A. F., and A. E. Ringwood (1969b). Six-coordinate silicon: High pressure strontium and barium aluminosilicates with the hollandite structure. *Solid State Chem.* 1, 6—9.

Reid A. F., and A. E. Ringwood (1969c). Newly observed high pressure transformations in Mn_3O_4 , $CaAl_2O_4$ and $ZrSiO_4$. *Earth Planet. Sci. Letters* 6, 205—208.

Reid A. F., A. E. Ringwood, and C. Li (1974). (In press.)

Reid A. F., A. D. Wadsley, and A. E. Ringwood (1967). High pressure $NaAlGeO_4$, a calcium ferrite isomorph and model structure for silicates at depth in the earth's mantle. *Acta Cryst.* 23, 736—739.

Ringwood A. E., and A. Major (1967a). Some high pressure transformations of geophysical interest. *Earth Planet. Sci. Letters* 2, 106—110.

Ringwood A. E., and A. Major (1967b). High pressure reconnaissance investigation in the system Mg_2SiO_4 — MgO — H_2O . *Earth Planet. Sci. Letters* 2, 130—133.

Ringwood A. E., and A. F. Reid (1969). High pressure transformations of spinels (1). *Earth Planet. Sci. Letters* 5, 245—250.

Ringwood A. E., A. F. Reid, and A. D. Wadsley (1967a). High pressure $KAlSi_3O_8$, an aluminosilicate with 6-fold coordination. *Acta Cryst.* 23, 1093—1095.

Ringwood A. E., A. F. Reid, and A. D. Wadsley (1967b). High pressure transformations of alkali aluminosilicates and aluminogermanates. *Earth Planet. Sci. Letters* 3, 38—40.

Ringwood A. E., and M. Seabrook (1962). Some high pressure transformations in pyroxenes. *Nature* 196, 883—884.

Sclar C. B., L. C. Carrison, and O. M. Stewart (1967). High pressure synthesis of a new hydroxylated pyroxene in the system MgO — SiO_2 — H_2O . (Abstract.) *Trans Am. Geophys. Union* 48, 226.

Sclar C. B., A. P. Young, L. C. Carrison, and C. M. Schwartz (1962). Synthesis and optical crystallography of stishovite, a very high pressure polymorph of SiO_2 . *J. Geophys. Res.* 67, 4049—4054.

Shannon R. D. (1966). New high pressure phases having the corundum structure. *Solid State Comm.* 4, 629—630.

Shannon R. D., and C. T. Prewitt (1969). Effective ionic radii in oxides and fluorides. *Acta Cryst.* B25, 925—946.

Stishov S. M. (1963). Equilibrium line between coesite and the rutile-like modification of silica. (In Russian.) *Dokl. Akad. Nauk SSSR* 148, no. 5, 1186—1188.

Stishov S. M., and S. V. Popova (1961). New dense polymorphic modification of silica. *Geokhimiya* No. 10, 837—839.

Syono Y., and S. Akimoto (1968). High pressure synthesis of fluorite-type PbO_2 . *Mat. Res. Bull.* 3, 153—158.

Syono Y., S. Akimoto, and Y. Endoh (1971). High pressure synthesis of ilmenite and perovskite type $MnVO_3$ and their magnetic properties. *J. Phys. Chem. Solids* 32, 243—249.

Wackerle L. (1962). Shock-wave compression of quartz. *J. Appl. Phys.* 33, 922—937.

Wadsley A. D. (1964). In: L. Mandelcorn (ed.), „Non-Stoichiometric Compounds“, chap. 3, p. 108 et seq. Academic, New York.

Wang C. Y. (1968). Equation of state of periclase and Birch's relationship between velocity and density. *Nature* 218, 74—76.

Wentorf R. H. (1962). Stishovite synthesis. *J. Geophys. Res.* 67, 3648.

White W. B., F. Dacheille, and R. Roy (1961). High-pressure-high temperature polymorphism of the oxides of lead. *J. Am. Ceram. Soc.* 44, 170—174.

Wyckoff R. W. G. (1964). „Crystal Structures“, vol. 2, 2d ed. Interscience, a division of Wiley, New York.

Wyckoff R. W. G. (1965). „Crystal Structures“, vol. 3, 2d ed. Interscience, a division of Wiley, New York.

Yamamoto K., and S. Akimoto (1974). High pressure and high temperature investigations in the system MgO — SiO_2 — H_2O . *J. Solid State Chem.* 9, 187—195.

Yamamoto K., and S. Akimoto (1975). High pressure and high temperature investigations of the phase diagram in the system $MgO-SiO_2-H_2O$. (Preprint.)
Zoltai T., and M. J. Buerger (1959). The structure of coesite, the dense high-pressure form of silica. *Z. Krist.* 111, 129—141.

Глава 14

СТРОЕНИЕ НИЖНЕЙ МАНТИИ

14-1. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Химический состав верхней мантии рассматривался в гл. 5. Было установлено, что верхняя мантия характеризуется химической зональностью. В большинстве случаев она состоит из слоя перидотита мощностью от 30 до 200 км, переходящего вниз по разрезу в породу более простого типа — пиролит, имеющий состав промежуточный между базальтами и перидотитами, но более близкий к последним. Важнейшим свойством пиролита является то, что при частичном плавлении он дает базальтовую магму и остаточные тугоплавкие перидотиты. Данные об основных химических элементах, входящих в состав пиролита, полученные различными методами, приведены в табл. 5-2.

Весьма существенным является вопрос о том, представляет ли пиролитовый состав для всей мантии или химический состав в переходной зоне и в нижней мантии претерпевает значительные изменения с глубиной. Ответ на этот вопрос следует искать в космохимических данных.

В настоящее время в общем считается¹, что, за исключением высоколетучих элементов, таких как H, He, C, N, O и инертных газов, содержание других элементов в углистых хондритах I типа весьма близко к первоначальному их содержанию в протопланетном облаке, из которого были образованы Земля и другие планеты. Это заключение базируется на фактах из различных областей знаний — систематике и теории ядерного синтеза, на изучении химических и генетических взаимоотношений между различными классами хондритов, содержаниях элементов в космическом излучении и, наконец, на сравнении с составом солнца. Сравнительное содержание различных элементов в углистых хондритах I типа и в солнечной фотосфере приведено на рис. 14-1. Несмотря на неточности, связанные с ненадежностью экспериментальных данных, особенно для малораспространенных элементов, соответствие относительных содержаний может рассматриваться как весьма хорошее; в особенности это относится к распространенным элементам, данные для которых являются наиболее достоверными.

Взаимоотношения между этими первоначальными содержаниями, общий состав Земли и состав пиролита рассматривались в

¹ Mason [1960]; Ringwood [1961, 1962a, 1966a, b, c]; Anders [1964, 1971]; Cameron [1968]; Urey [1972].

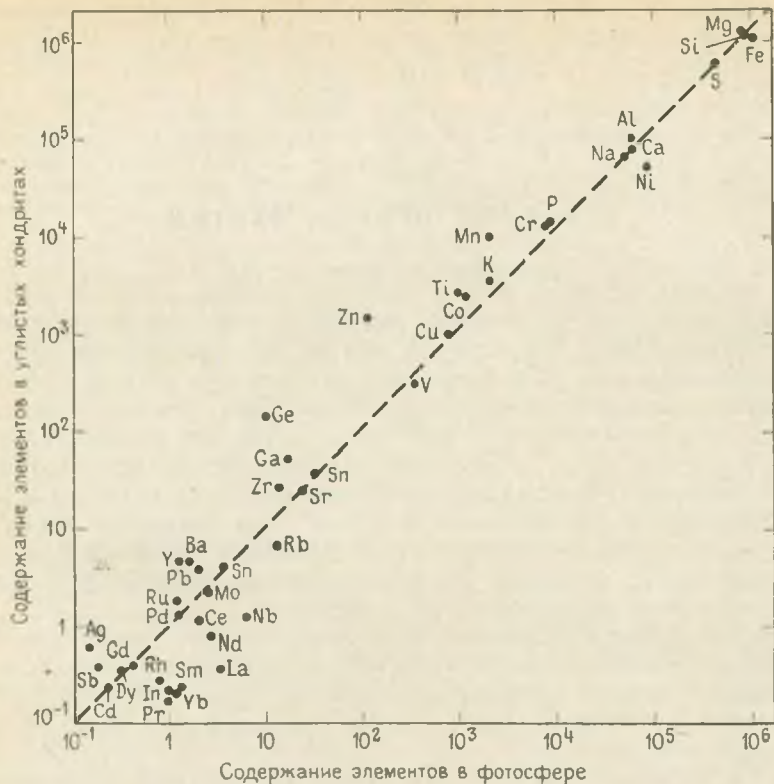


Рис. 14-1. Сравнение содержаний элементов в углистых хондритах типа I с содержаниями в солнечной фотосфере. Все содержания приведены на основе $Si=10^6$.

Данные по хондритам, по Юри [1972]. Данные по фотосфере для Ge, Ga и Sn, по Аллеру [1968] и Мюллеру [1968], для Fe, по Гарцу и другим [1969]

разд. 5-3 и 5-4. Было показано, что содержание нелетучих легко окисляющихся элементов (таких как Mg, Si, Ca, Al, Ti, U, Th, Ba, Sr и редкие земли) в пиролите сходно с первоначальным содержанием этих элементов. Это сходство имеет большое значение в генетическом отношении. Отсутствие четко выраженного различия между элементным составом пиролита верхней мантии и первоначальным содержанием этих основных породообразующих и рассеянных элементов, обладающих различными кристаллохимическими свойствами, позволяет говорить о том, что состав пиролита может быть отнесен к составу всей мантии.

Эта гипотеза будет проверяться путем исследования последовательности фазовых переходов, которые в свете фактов, рассмотренных ранее, можно ожидать в составе пиролита по мере углубления в мантию. Затем будет выяснено до какой степени фазовые изменения в пиролите могут объяснить наблюдения и сделанные выводы об особенностях изменения физических свойств

по мере увеличения глубины. Так как железо — сидерофильный элемент и не входит в группу нелетучих легко окисляющихся элементов, то можно считать, что величина отношения $Mg/(Mg+Fe)$ независима от глубины, вместо того, чтобы рассматривать возможность изменения этого отношения с глубиной, как это делают некоторые авторы. В пиролите отношение $Mg/(Mg+Fe)$ составляет 0,89 (в атомных количествах)¹. Эта величина вначале принимается постоянной для всей мантии. Затем будет изучаться эффект от изменения этого отношения. Однако прежде необходимо рассмотреть распределение скоростей распространения сейсмических волн в мантии.

14-2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Распределения скоростей распространения сейсмических волн по Джеффрису и Гутенбергу (рис. 9-1) основывались на данных о временах вступления и на осредненных величинах времен пробега, поэтому полученные для интервала 400—1000 км распределения скоростей оказались монотонными. Некоторыми авторами это рассматривалось как свидетельство того, что в этой области отсутствуют фазовые переходы. Первые попытки объяснить это распределение скоростей с точки зрения фазовых переходов были связаны с использованием эффекта размазывания, которым сопровождается образование твердых растворов². В свете доступных тогда фактов это объяснение не казалось приемлемым. Однако последующие экспериментальные исследования соответствующих систем³ показали, что двухфазовый контур в общем более узок, чем это ожидалось, и что некоторые существенные фазовые переходы в мантии, видимо, встречаются в пределах ограниченных интервалов глубин, вызывая относительно отчетливые возрастания скоростей.

К счастью, достижения сейсмологии показали, что распределение скоростей на глубине между 400 и 1000 км не однородно, и что здесь имеются два или больше сейсмических разделов, как это показано, например, на рис. 6-3 и 9-1. Первое указание на такую структуру выявляется в результате исследования поверхностных волн, которое свидетельствует об аномально большом увеличении скорости в двух сравнительно узких зонах шириной от 50 до 100 м: первая — на глубине около 400 км и вторая — на глубине 700—800 км⁴. Это согласуется с предположением Рингвуда [1966d,

¹ Если другие переходные элементы, присутствующие в пиролите (Ni^{2+} , Mn^{2+} , Cr^{2+} и Ti^{4+}), сопровождают Fe^{2+} , то для образования простого пиролитового состава величина отношения $Mg/(Mg+Fe)$ должна лежать в интервале от 0,87 до 0,88.

² Verhoogen [1953]; Ringwood [1958, 1962b], см. также Meijering, Rooymans [1958].

³ Akimoto, Fujisawa [1968]; Ringwood and Major [1970].

⁴ Anderson, Toksöz [1963]; Kovach, Anderson [1964].

р. 390] о том, что высокий градиент скоростей между 400 и 500 км может быть обусловлен фазовыми переходами оливин—шпинель и в пироксенах, а высокий градиент между 700 и 800 км может быть обусловлен дальнейшим превращением шпинели в фазы с ильменитовой и окисной структурами. Аналогичные предположения позднее были сделаны Андерсоном [1967а].

Распределение скоростей, предполагавшееся Андерсоном и его коллегами, в общем было подтверждено рядом последующих исследований распространения объемных волн в мантии¹. Это согласуется с представлением о наличии главного сейсмического раздела на глубине около 400 км и, кроме того раздела или зоны высокого градиента скоростей на глубине около 650 км. Эта структура, в которой почти все увеличение скоростей на глубине от 300 до 800 км сосредоточено в двух главных разделах, изображена на рис. 6-3 и 9-1.

Более поздние сейсмические исследования с высокой разрешающей способностью свидетельствуют о том, что вышеупомянутая структура с двумя разделами представляет, в свою очередь, сильно упрощенную интерпретацию действительного распределения скоростей. Распределение скоростей продольных волн в мантии под северной Австралией, установленное детальными исследованиями Симпсона [1973] с использованием группового расположения сейсмографов, показано на рис. 14-2. Обращает внимание, что 400-километровый раздел распадается на две области с высоким градиентом, центры которых лежат на глубинах 330 и 390 км. Такая же картина строения показана Массом и др. [1972] в его расчетах, выполненных для мантии под западной частью США, где отмечается резкое возрастание сейсмических скоростей на глубинах 315 и 422 км. Оба эти исследования позволяют думать, что скачок скоростей при переходе через более глубокий раздел примерно вдвое больше, чем при переходе через раздел, расположенный выше. Свидетельства сложной структуры в области глубин от 300 до 400 км были также получены Болтом и др. [1968].

Обращаясь к рис. 14-2 можно видеть, что на глубине от 490 до 550 км имеет место значительный рост сейсмических скоростей. Это явление обнаруживается также на профиле, полученном Хелмбергером и Уиггенсом [1971], но отсутствует на более ранних профилях, что видно на примере рис. 6-3 и 9-1. Об отражении сейсмических волн от горизонта на этой глубине также сообщалось ранее².

Результаты исследований методом отраженных волн свидетельствуют о том, что раздел на глубине от 650 до 700 км много резче, чем в районе глубин 300—400 км и проявляется на интервале всего в несколько километров. Четко фиксирующиеся отражения были также получены на глубине 420 км. Показано, что изменение скорости по этой границе сравнимо с таковым на глубинах 650—700 км,

¹ См. разд. 9-1.

² Whitcomb, Anderson [1970].

но происходит в пределах большего интервала глубин¹. Подтверждение тому, что более глубокий раздел является значительно более резким, чем раздел в районе глубин от 300 до 400 км, было получено по результатам исследований с помощью групп сейсмометров, приведенным на рис. 14-2. Однако по данным более поздних исследований, сейсмический раздел приурочен скорее к глубине 680 км, чем к глубине 650 км. Согласно последним исследованиям поперечных сейсмических волн в мантии² этот раздел также приурочен к глубине около 690 км. Во всех моде-

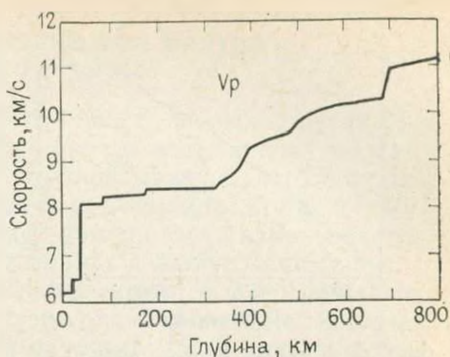


Рис. 14-2. Распределение скоростей распространения *P*-волн с глубиной в верхней мантии и в переходной зоне под северной Австралией, основанное на данных, полученных с использованием группы сейсмографов в районе Варамунге, в Теннант-Крик.

По Симпсону [1973]

лях распределения сейсмических скоростей по глубине имеются существенные неопределенности в полученных на основании данных исследований величинах действительной глубины разделов. Поэтому в дальнейшем правомерно и удобно округлить глубины разделов, рассмотренные выше. Принимается, что эти основные разделы приурочены к глубинам 330, 400 и 700 км и к зоне высокого градиента скорости на глубине от 500 до 550 км.

Исследованиями Арчембью и др. [1969] и Джонсона [1969] установлено также наличие сейсмических разделов или зон аномально высоких градиентов скорости в мантии на глубине более 800 км. Первые авторы указывают, что значительное увеличение скорости (0,4 км/с) может встречаться близ глубины 1050 км (рис. 6-3). Эта особенность не рассматривается как единственно установленная: «Единое изменение или возможно несколько небольших, но быстрых изменений градиента скорости встречаются в интервале от 1000 до 1200 км». Эти авторы полагают, что зона постоянного градиента на глубине от 700 до 1000 км достоверно определяется из комбинации данных по всем их профилям.

Джонсон провел детальное исследование скоростей *P*-волн в нижней мантии с использованием группового расположения сейсмографов. На основании результатов этого исследования был сделан вывод о наличии аномально больших градиентов скорости в районе глубин 830, 1000, 1230, 1540 и 1910 км (рис. 14-3). Зоны с высоким градиентом скоростей имеют мощности порядка 50 км.

¹ Engdahl, Flinn [1969]; Adams [1971].

² Worthington, Cleary, Anderssen [1974].

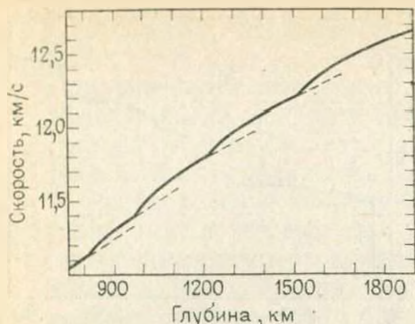


Рис. 14-3. Распределение скоростей распространения P -волн в нижней мантии с глубиной.
По Джонсону [1969]

диентов в пределах этой области (0,4 км/с), чем Джонсон (0,2 км/с). Это расхождение является результатом того, что для «нормальной» области между глубинами 700 и 1000 км Джонсоном был принят более высокий средний градиент, по сравнению с градиентом для этого интервала, принятым Арчембью и др. и считавшимся хорошо установленным. Эта область глубин требует дальнейшего изучения. Канамори [1967], используя групповое расположение сейсмографов, также нашел признаки аномально высокого градиента в районе глубины 950 км.

Если принять общую схему распределения скоростей Джонсона и Арчембью и др. как достаточно обоснованную, то она определенно указывает на существование на глубинах свыше 800 км дополнительных фазовых переходов с увеличением плотности и с образованием структур, характеризующихся высокими скоростями распространения сейсмических волн, хотя общая степень значимости этих фазовых превращений в 5—10 раз меньше, по сравнению с основными фазовыми переходами, которые произошли на глубинах от 330 до 700 км. К этой интерпретации надо подходить с известной осторожностью, однако пока распределения сейсмических скоростей для нижней мантии, полученные различными сейсмологами, в достаточной степени согласованы между собой. Чиннери и Токсоц [1967] получили распределение скоростей в нижней мантии, которое несколько отличается от полученного Джонсоном. Результаты Райта и Клири [1972] в значительной степени согласуются с данными Джонсона, однако имеются и некоторые значительные различия. Очевидно, проблема локальной неоднородности недр в различных районах сейсмического профилирования пока еще полностью не решена. Можно предполагать горизонтальную неоднородность нижней мантии. Однако, хотя детальные интерпретации варьируют, кажется очевидным, что нижняя мантия не является строго однородной, и эти несколько зон аномальных градиентов скорости — следствие имеющих фазовых и химических или только химических превращений.

Суммарное увеличение скорости в пределах этих зон равно 2,7%, что составляет около 20% всего прироста скорости на глубине от 800 до 1800 км. Джонсон полагает, что эти особенности могут быть связаны с фазовыми превращениями. Имеется существенное различие между работами Джонсона и Арчембью с соавторами в трактовке области на глубине от 800 до 1200 км. Арчембью и др. получили значительно большее увеличение скоростей на участках сейсмических неоднородностей или аномально высоких градиентов

14-3. МИНЕРАЛОГИЯ ПИРОЛИТОВОЙ МАНТИИ КАК ФУНКЦИЯ ГЛУБИНЫ

Теперь, на основании экспериментальных данных, описанных в предыдущих главах, можно приступить к построению модели наиболее вероятного изменения с глубиной минерального состава пиrolита (табл. 5-2). При этом следует подчеркнуть, что речь идет о модели, которая впоследствии будет претерпевать изменения, по мере появления новых и более достоверных данных. Данные о минеральном составе до глубины 600 км базируются непосредственно на результатах экспериментов с высоким давлением, которые воспроизводят *P-T*-условия до этой глубины¹. Для глубин более 600 км эта модель базируется главным образом на косвенных данных, таких как аналогии с системами германатов в сочетании с результатами ударноволновых экспериментов.

В пиrolитовом составе величина атомного отношения основных катионов M^{2+} ($Mg + Fe + Ca + NaAl$) к Si^{4+} находится в пределах от 1:1 до 2:1. Таким образом в минеральном составе мантии должны преобладать соединения стехиометрического состава $MSiO_3$ и M_2SiO_4 , как это показано в гл. 11 и 12. Вероятно, должна также рассматриваться возможность существования в этих пределах промежуточных соединений типа $M_3Si_2O_7$. Весьма существенно, однако, что только двойные соединения, образованные между окислами AO (MgO, FeO, CoO, NiO и MgO) и BO_2 (GeO_2, TiO_2 и SnO_2) в пределах стехиометрического ряда от 2:1 до 1:1, относятся к типам A_2BO_4 и ABO_3 . Промежуточные формы между этими соединениями не образуются². С точки зрения теории общих кристаллохимических связей, существующих при высоких давлениях между силикатами, с одной стороны, и германатами, титанатами и станнатами, с другой³, представляется маловероятным, чтобы такие промежуточные соединения могли играть существенную роль в составе нижней мантии, по крайней мере, в случаях, когда основными компонентами являются MgO, Fe и SiO_2 . Соответственно, резонно рассматривать минералогию глубокой мантии с точки зрения кристаллохимии соединений типа A_2BO_4 и ABO_3 , как это было сделано в гл. 11 и 12.

Область в интервале глубин примерно от 150 до 330 км. Распределение скоростей *P*-волн (см. рис. 6-3, 9-1 и 14-2) в этой области характеризуется постоянством, и с глубиной они не увеличиваются или увеличиваются в очень небольшой степени. Градиенты скорости в свете данных анализа Бёрча [1952] свидетельствуют об однородности этой области. Это заключение подтверждается

¹ Последние предварительные исследования с использованием алмазных наковален расширили этот предел до 800 км.

² Не образуются они и при высоком давлении как промежуточные между CaO и GeO_2 . Однако, промежуточные соединения известны в системе $CaO-TiO_2$. Их структура тесно связана со структурами соединений как состава Ca_2TiO_4 , так и $CaTiO_3$ [Roth, 1958].

³ См. гл. 10, 11, 12 и 13.

экспериментальными данными. Исследования в условиях высокого давления показывают, что при P - T -условиях, существующих в этой области, пиролит должен образовывать минеральные ассоциации, содержащие оливин, ортопироксен, клинопироксен (оба с низким содержанием алюминия) и гранат. Других фазовых переходов, которые могли бы обусловить аномальные изменения скоростей пока не выявлено, несмотря на интенсивные исследования.

Минералогический состав пиролита следующий:

	Вес. %
Оливин ($\text{Fe}_{0.89}$) (Mg, Fe) $_2\text{SiO}_4$	57
Ортопироксен (Mg, Fe) SiO_3	17
Омфацитовый клинопироксен ($\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}$) $_2\text{Si}_2\text{O}_6$ — $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$	12
Гранат, обогащенный пиропом ($\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ca}$) $_3(\text{Al}, \text{Cr})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	14

Плотность (ρ_0) этой минеральной ассоциации, приведенная к величине, которую она должна была бы иметь при атмосферном давлении и температуре, составляет 3,38 г/см³. Эти минералы характеризуются тетраэдрической координацией Si и гекса- и октаэдрической координациями Mg, Fe и Ca по отношению к кислороду.

Детальное изучение упругих свойств и плотностей оливинов и минеральных ассоциаций, близких по составу к пиролиту при высоких давлениях и температурах, было проведено Грэхемом [1970] и Аренсом [1972а]. Эти исследования показали, что пиролитовый состав при величине отношения $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ равной $0,88 \pm 0,03$ позволяет объяснить количественно распределение скоростей продольных и поперечных волн и плотности в нижней мантии.

Сейсмические разделы и высокие градиенты скоростей в интервале глубин от 320 до 400 км. К интервалу глубин 320—400 км приурочен один из двух главных сейсмических разделов внутри мантии (см. рис. 6-3 и 9-1). Последние исследования показали, что этот интервал обладает сложной структурой и может быть расчленен на два раздела: меньший и, по-видимому, характеризующийся весьма постепенным ростом скорости, который начинается на глубине около 330 км, и больший и значительно более четкий, серединой которого находится на глубине около 400 км (см. рис. 14-2).

По рассмотренным ранее экспериментальным данным можно предположить, что в пределах этого диапазона давлений имеют место два главных фазовых перехода в пиролите: 1) пироксен-гранатовый и 2) оливин-шпинелевый — β — Mg_2SiO_4 . Первый переход, который довольно резко проявляется при давлении около 100 кбар и температуре 1000° С, представляет собой превращение твердого раствора пироксена в гранатовую структуру (см. рис. 12-7, 12-8 и 12-9). Полученный твердый раствор граната характеризуется частичной тетраэдрической координацией кремния и имеет общую формулу $\text{M}_3(\text{MSi})\text{Si}_3\text{O}_{12}$, где $\text{M} = \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ca}$.

Градиент dP/dT для пироксен-гранатового перехода в мантии еще не известен, но если он находится в пределах «нормального»

диапазона, установленного для большинства твердофазовых переходов (примерно 20 бар/°С), тогда его можно ожидать при температурах около 1500°С на глубине примерно 330 км. Этот переход сопровождается заметным (около 10%) увеличением плотности пироксенового компонента, составляющего около 29% пиролита, так что общая плотность, вероятно, возрастет примерно на 2,5%¹. Это соответствует увеличению скорости *P*-волн примерно на 0,3 км/с, что идентично приросту скорости на глубине около 330 км (см. рис. 14-2). На рис. 12-7, 12-8 и 12-9 показано, что большая часть этого прироста скорости, вероятно, сосредоточена в пределах узкого интервала глубин, а остальная растянута на большую глубину, что также согласуется с профилем, изображенным на рис. 14-2. Следовательно, можно сделать вывод, что пироксен-гранатовый переход в пиролите хорошо объясняет эту картину распределения скоростей.

Следующий переход происходит на больших глубинах и состоит в превращении оливина через шпинель в β -фазу или непосредственно в β -фазу, что зависит от величины отношения $Fe/(Fe+Mg)$ в оливине, которое, в свою очередь, зависит от того, какая часть железа связывается с сосуществующим гранатом². Детали этого фазового превращения в мантии были рассмотрены в разд. 11-3. Если принять, что градиент равен 30 бар/°С, а температура на глубине 400 км 1600°С, то этот переход при свойственной пиролиту величине отношения $Fe/(Fe+Mg)$ должен иметь место на глубине 400 км в интервале около 30 км. В пределах этого интервала глубин сейсмический раздел первого порядка мог быть обусловлен существованием на фазовой диаграмме (см. рис. 11-7) точки реакции между шпинелью и β -фазой (см. разд. 11-3). Противоположная и, возможно, более вероятная версия — избирательная концентрация железа в сосуществующем гранате, что обуславливает состав оливина, соответствующий Fo_{94} . Он, видимо, испытывает превращение непосредственно в β -фазу на несколько большей глубине (\sim от 10 до 20 км), но весь переходный интервал будет совсем мал, возможно, около 10 км. Точно также более высокий, чем 30 бар/°С градиент, видимо, смещает границу раздела на глубину более 400 км. При разумных пределах величины неопределенности в отношении температуры, состава, градиента и характера фазовой диаграммы глубина этого главного фазового перехода, очевидно, должна лежать между 370 и 430 км. Переход оливина в β -фазу сопровождается ростом плотности примерно на 6,5% по сравнению с оливином, который составляет 57% пиролита, что соответствует увеличению сейсмической скорости на 0,43 км/с³.

¹ При *P-T*-условиях, существующих на глубине 330 км.

² Ahren [1972b].

³ Это относится к *P-T*-условиям, существующим в мантии. Разница плотностей при нормальных *P-T*-условиях составляет 8,2%. Скорость связана с плотностью отношением $dV_p = 3,2 dp$ [Birch, 1961a].

Таким образом, экспериментальные данные, рассмотренные выше, указывают на наличие двух сейсмических неоднородностей в области глубин от 320 до 430 км наряду с пограничными областями с высоким значением градиента скорости. Для пиролитовой модели мантии весьма значительно полное согласие между данными сейсмических наблюдений и результатами экспериментальных исследований.

Высокие градиенты скорости в области от 500 до 550 км. Проведенные исследования (см. гл. 11 и 12) свидетельствуют о том, что в интервале глубин от 400 до 500 км (приблизительно) мантия пиролитового состава должна иметь следующий минеральный состав:

β — $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$

Гранаты — твердый раствор сложного состава:

$\text{M}_3(\text{Al, Cr, Fe})_2\text{Si}_3\text{O}_{12} - \text{M}_3(\text{MSi})\text{Si}_3\text{O}_{12} +$
 $+ \text{Na}_2\text{CaSi}_3\text{O}_{12}$, где $(\text{M} = \text{Mg, Fe, Ca})$

вес. %

57

} 43

Плотность ρ_0 такой минеральной ассоциации, приведенная к атмосферному давлению и комнатной температуре, вероятно, составляет $3,63 \text{ г/см}^3$. Атомы кремния имеют главным образом тетраэдрическую координацию по отношению к кислороду с некоторым количеством октаэдрически координированного кремния в гранате.

На глубине между 500 и 550 км может встречаться зона аномально высокого градиента скорости (см. рис. 14-2). Хелмбергер и Уиггинс [1971] выявили аналогичную особенность, приуроченную к глубине 550 км. Эта область явно негомогенна¹, характерный для нее P -скоростной компонент составляет около $0,3 \text{ км/с}$. Два различных фазовых перехода могут соответствовать этой сейсмической неоднородности. Имеются некоторые свидетельства того, что в районе этой глубины β -фаза может перейти в шпинель² (разд. 11-2, рис. 11-9). Это, вероятно, вызывает возрастание скорости сейсмических волн³ в мантии пиролитового состава примерно на $0,14 \text{ км/с}$. Этот переход, по-видимому, скачкообразный и может объяснить отражение сейсмических волн, наблюдаемое от горизонта близ глубины 520 км^4 .

Второй переход, который можно ожидать в интервале глубин между 400 и 600 км, связан с превращением кальциевого компонента граната в структуру перовскита, что рассматривалось в разд. 12-5. Полагают, что чистый CaSiO_3 переходит в структуру перовскита при давлении около 100 кбар и температуре 1000°C . Тем не менее в области глубин более 500 км CaSiO_3 встречается не в виде свободной фазы, а как компонент сложного твердого раствора граната; и давление, требующееся для частичного пере-

¹ В отличие от роста, обусловленного однородным самоуплотнением.

² Whitcomb, Anderson [1970].

³ Принимая объемный модуль β и $\gamma - \text{Mg}_2\text{SiO}_4$, равным указанному Такахаши (личное сообщение).

⁴ Whitcomb, Anderson [1970].

хода граната в форму CaSiO_3 со структурой перовскита, должно существенно возрасти. Реакция в сущности следующая: $(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ca})$ гранат \rightarrow (Mg, Fe) гранат + CaSiO_3 (перовскит). В составе пиролита содержится 6,5% потенциального CaSiO_3 со структурой перовскита, и эта реакция, вероятно, может объяснить увеличение скорости примерно на 0,1 км/с¹. Если суммировать эту величину скорости с возрастанием за счет перехода β — γ Mg_2SiO_4 , то общее увеличение скорости, вероятно, может составить 0,24 км/с, что несколько меньше, чем показано на рис. 14-2. Расхождение можно легко объяснить, допуская существование некоторого количества Fe^{2+} в фазе типа перовскита, т. е. $(\text{CaFe})\text{SiO}_3$ —перовскит.

Область глубин от 600 до 800 км, включая раздел на глубине 700 км. Из рис. 6-3, 9-1 и 14-2 видно, что основная сейсмическая неоднородность приурочена к глубинам от 650 до 700 км, что соответствует давлению около 250 кбар. Исследования с помощью германатовой модели позволяют предполагать, что гранаты, шпинели и β -фазы при более высоких давлениях могут переходить в новые фазы, обладающие структурами типа ильменита, плюмбата стронция и перовскита. Плотность этой ассоциации фаз для пиролитового состава, вероятно, идентична плотности изохимичной им смеси окислов. Термодинамические исследования растворимости силикатов в твердых растворах германатных структур высокого давления дали расчетные давления для вышеупомянутых переходов в силикатах в пределах 200—300 кбар (гл. 11 и 12). Эти оценки, хотя и заведомо приближенные, хорошо согласуются с величиной давления на глубинах около 600—800 км и дают возможность предположить, что вышеупомянутые переходы могут играть важную роль в этой области мантии.

Экспериментальные данные, описанные в разд. 12-2 и 12-4 убедительно доказывают, что компоненты твердого раствора граната $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$ — Al_2O_3 должны приобретать структуру ильменита.

С другой стороны, недавние исследования (см. разд. 11-5) показали, что чистый Mg_2SiO_4 распадается на смесь $\text{MgO} + \text{SiO}_2$ (стишовит) в интервале давлений от 200 до 300 кбар. Нет сомнения, что переход играет основную роль в соответствующей области мантии, хотя, очень ограниченные экспериментальные данные, полученные до настоящего времени с помощью метода закалки, не исключают присутствия плюмбато-стронциевой модификации Mg_2SiO_4 , появляющейся до или после реакции распада, что зависит от соотношения плотностей.

В свете имеющихся в настоящее время данных возможно дать детальную характеристику фазовых переходов на глубинах от 650 до 800 км. Это потребует применения высокотемпературных алмазных наковален с одновременным рентгеноструктурным исследованием находящегося под давлением образца. Технически в

¹ Оценка основывается на зависимости скорость — плотность (см. разд. 9-4) и данных по плотности из гл. 12.

настоящее время это осуществимо, но пока для решения такой проблемы подобная методика не применялась. В течение нескольких ближайших лет можно ожидать значительных успехов в этой области. Однако, хотя детали и последовательность фазовых переходов не известны, их общий характер представляется достаточно ясным.

В свете обсуждения фазовых взаимоотношений в гл. 11-13 наиболее вероятными сериями фазовых переходов, происходящих на глубинах от 650 до 800 км, как полагают, должны быть следующие:

1. Распад $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$ на изохимическую смесь окислов $(\text{Mg, Fe})\text{O} + \text{SiO}_2$ (стишовит).

2. Переход богатого пиропом компонента граната в структуру ильменита.

3. Переход богатого кальцием компонента граната в структуру перовскита.

4. Переход натриево-алюмосиликатного компонента граната в NaAlSiO_4 (структура типа феррита кальция).

Альтернативным для $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$ должен был бы быть переход вначале в структуру типа плюмбата стронция, которая при еще более высоком давлении должна была бы распадаться на смесь окислов¹. Эта последовательность также может быть изменена в зависимости от отношения плотностей различных фаз. Эти возможности придают особое значение тому факту, что составляющая свободной энергии $P\Delta v$ в этой области мантии имеет преобладающее значение и что характер минеральной ассоциации этой области в значительной степени контролируется небольшими различиями теоретической плотности.

Мало вероятно, чтобы эти переходы происходили на одной и той же глубине. Из обсуждавшихся до сих пор наибольшее значение имеет фазовое превращение $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$. Этот переход вполне может происходить в пределах относительно узкого интервала глубин и быть главной причиной появления сейсмического раздела на глубине 700 км. Переходы гранатов в ильменит и родственные ему гексагональные плотноупакованные структуры затрагивают равновесия в очень сложных твердых растворах и могут встречаться на несколько больших глубинах. Вероятно, эти переходы должны были быть более растянутыми в пространстве по сравнению с превращением $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$ и если бы они происходили при том же давлении, то это было бы случайным совпадением. По-видимому, они могут способствовать образованию более сложной тонкой структуры в области, которая еще должна изучаться сейсмологами.

Исследования Адамса [1971] показывают, что большая часть прироста скорости в районе глубины 700 км происходит в пределах нескольких километров (примерно от 1 до 2 кбар). Резкость этого перехода наводит на мысль, что состав фазы близок к чи-

¹ В другом варианте $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$ должен был бы распадаться на смесь MgSiO_3 (ильменит) + $(\text{Mg, Fe})\text{O}$.

стому Mg_2SiO_4 . Это может быть объяснено распределением магния и железа между октаэдрическими позициями в решетках β , γ и δ $(Mg, Fe)_2SiO_4$, а также в $(Mg, Fe)O$ и позициями с октаэдрической координацией в сосуществующих фазах типа граната и перовскита¹. Предпочтительное вхождение Fe^{2+} в позиции с восьмерной координацией в гранате, равновесном с оливином, уже отмечалось². Если эта тенденция возрастает с давлением, тогда переходы могут происходить в почти чистом Mg_2SiO_4 и поэтому приобретать первостепенное значение.

Хотя весьма правдоподобно связывать Mg_2SiO_4 переход с основным разделом вблизи глубины 700 км, сейсмические исследования еще не выявили другого раздела, который можно было бы ожидать в связи с переходом Mg-гранат в ильменит, и, который, как полагают, имеет место в этой области (см. разд. 12-4). Это, вероятно, следствие действия двух факторов. Во-первых, гранато-ильменитовый твердый раствор, вероятно, может существовать в широком интервале глубин, так что резкого раздела не вызывает. Во-вторых, детальная сейсмическая структура этой области еще окончательно не выявлена и интервал с аномально высоким градиентом скорости вполне может присутствовать, в особенности на глубине между 700 и 800 км¹.

Имеющиеся в настоящее время данные недостаточны для решения этих вопросов, требуются дальнейшие экспериментальные исследования, направленные на установление относительной последовательности β — γ — δ Mg_2SiO_4 переходов, реакции распада Mg_2SiO_4 на смесь окислов и изучение распада сложных твердых растворов граната на перовскит и плотно упакованные гексагональные фазы. Особенно важными являются данные, относящиеся к распределению железа между этими фазами. В настоящее время учитываются данные, полученные экспериментально и рассмотренные в гл. 11, 12 и 13, свидетельствующие о том, что пиролит превращается в минеральную ассоциацию, вероятно, состоящую преимущественно из структур типа периклаза, стишовита, ильменита и перовскита. Принимается также, что этот переход осуществляется на глубине 800 км (~ 300 кбар), и что на глубине более 800 км Fe^{2+} преимущественно распределено в позициях с октаэдрической координацией в местах искажения структуры перовскита (см. разд. 12-5).

Согласно этой точке зрения, минеральная ассоциация, образовавшаяся на этой глубине, вероятно, состоит из:

	вес. %
MgO (периклаз)	29
SiO ₂ (стишовит)	22
MgSiO ₃ —(Al, Cr, Fe)AlO ₃ (твердый раствор ильменитового типа)	24
(Ca, Fe)SiO ₃ (перовскитовый твердый раствор)	23
NaAlSiO ₄ (структура феррита кальция)	2

¹ То есть модификация типа $GdFeO_3$.

² См. разд. 11-3, а также Ahrens [1972b].

¹ Предварительные исследования Д. Симпсона (личное сообщение).

Плотность этой ассоциации при нулевом давлении составляет $4,03 \text{ г/см}^3$ с небольшой неопределенностью из-за отсутствия данных о распределении Fe^{2+} , главным образом, между перовскитовой и периклазовой фазами. Эта плотность почти идентична средней плотностью ($4,02 \text{ г/см}^3$) смеси окислов изохимичной приведенной минеральной ассоциации. Эта ассоциация характеризуется октаэдрической координацией ионов Mg^{2+} , Si^{4+} и Al^{3+} , а также Ca^{2+} и (возможно) F^{2+} .

Фазовые переходы в нижней мантии. Общий характер фазовых переходов, влияющих на увеличение плотности пиrolита при нулевом давлении до эквивалентного значения плотности изохимической смеси окислов, представляется вполне понятным. Если принять вышеупомянутую интерпретацию, согласно которой эти переходы завершаются до глубин около 800 км, то можно рассматривать возможность дальнейших переходов в более плотное состояние на больших глубинах. Распределение скоростей сейсмических волн, приведенное на рис. 6-3, показывает их резкое увеличение (на $0,4 \text{ км/с}$) на глубине 1050 км. Если это подтвердится, то вполне можно представить дальнейший фазовый переход. Области с аномально высоким градиентом скорости, выявленные Джонсоном (рис. 14-3), легко интерпретируются с точки зрения фазовых переходов, как это отмечалось ранее. Исходя из совершенно общих соображений следует указать, что в глубокой мантии при давлении от 300 до 1300 кбар дальнейшие фазовые переходы вполне вероятны, если иметь в виду их число при давлениях меньше 300 кбар. По-видимому, наиболее неожиданной является небольшая общая величина изменения плотности, которая допустима при дальнейших переходах в условиях ограничений, возникающих из-за распределения плотностей и упругих свойств глубокой мантии.

Возможные фазовые переходы, ведущие к образованию минеральных ассоциаций с плотностями большими, чем плотность изохимичной им смеси окислов, уже рассматривались в разд. 11-8 и 12-5. С точки зрения минералогии это выражается в том, что возникающие фазы характеризовались главным образом присутствием Mg и Fe в октаэдрической координации. Вероятная минеральная ассоциация пиrolитового состава, предполагаемая по данным изучения аналоговых соединений, имеет следующий состав:

$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}) \text{SiO}_3$ — структура типа перовскита

$(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ — структура типа галита

$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — структура типа кальциевого феррита

$(\text{Mg}, \text{Fe}) (\text{Al}, \text{Cr}, \text{Fe})_2\text{O}_4$ — структура типа кальциевого феррита.

С другой стороны, $(\text{MgFe})_2\text{SiO}_4$ может кристаллизоваться непосредственно в структуру типа кальциевого феррита. Плотность этой минеральной ассоциации при нулевом давлении должна была бы быть примерно на 4% выше плотности смеси окислов.

Файф [1960] полагал, что ион Fe^{2+} в силикатах может подвергаться уменьшению радиуса (примерно на $0,15 \text{ \AA}$) в условиях

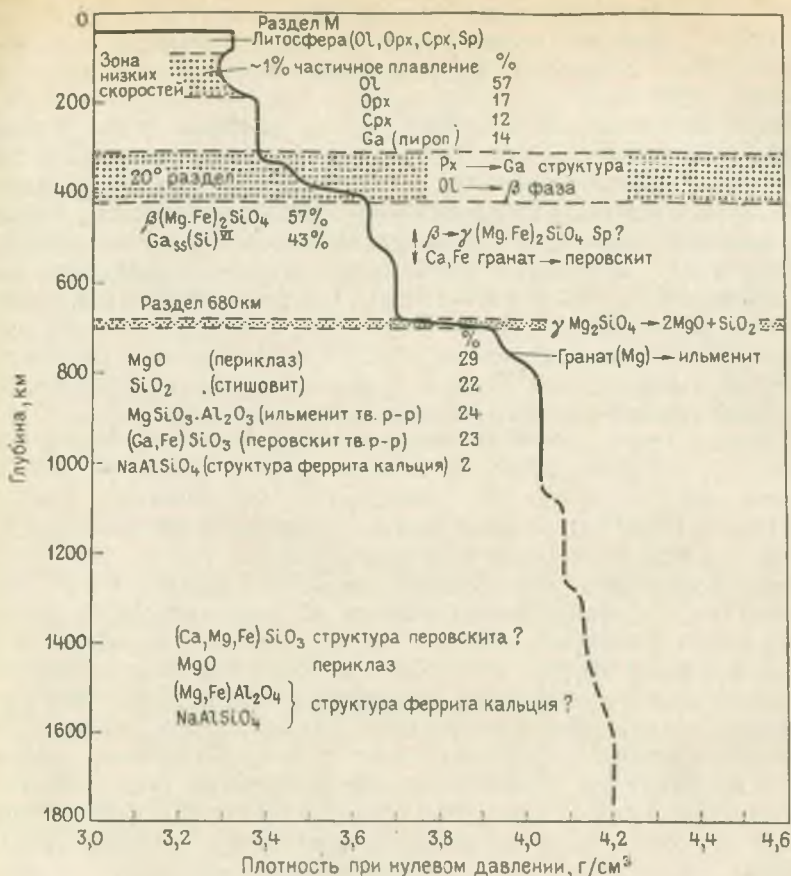


Рис. 14-4. Возможные минеральные ассоциации и их плотности при нулевом давлении в модели мантии пиролитового состава.

Данные по минералогии до глубины 700 км основаны на экспериментах по статическому сжатию, для больших глубин — получены теоретически на основе косвенных методов и экспериментов с ударными волнами

очень высоких давлений, возникающих при переходе из парамагнитного состояния в диамагнитное, обусловленное связыванием d -электронов¹. Этот переход высокий спин — низкий спин должен был вызвать увеличение плотности входящего в состав мантии $(Mg, Fe)_2SiO_4$ примерно на 1%. Данные экспериментов с ударными волнами свидетельствуют о том, что переход высокий спин — низкий спин в Fe^{+2} и Fe^{+3} может встречаться в магнетите и гематите при давлении около 1 Мбар² (см. разд. 13-4).

Картина минеральной зональности глубокой мантии в том виде, как она вырисовывается из предыдущего обсуждения, приведена на рис. 14-4.

¹ См. также Strens [1969] и Gaffney, Anderson [1973].

² Gaffney and Anderson [1973].

14-4. ВЕЛИЧИНА ИЗМЕНЕНИЙ СКОРОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН, ОБУСЛОВЛЕННЫХ ФАЗОВЫМИ ПЕРЕХОДАМИ В МАНТИИ

Выше достоверно известными фазовыми переходами и теми, которые можно ожидать в мантии пиrolитового состава, качественно прекрасно объясняются основные особенности распределения в ней скоростей распространения сейсмических волн. Более того, как показано в разд. 14-3, фазовые переходы количественно соответствуют¹ величинам скачкообразных изменений скоростей на глубинах 320, 400 и 500—550 км (см. рис. 14-2). Ниже более подробно рассматривается это положение и исследуются пределы, до которых фазовые переходы обуславливают общее увеличение скоростей в переходных зонах и в областях сейсмических неоднородностей нижней мантии (см. рис. 14-3).

В основе этого сопоставления лежит предложенное Бёрчем эмпирическое соотношение скорость — плотность $V_p = a + b\rho$, как это обсуждалось в разд. 9-3. Константа b принята равной² 3,16 (км/с)/(г/см³). Приведенные в предыдущем разделе расчеты плотностей при нулевом давлении убеждают в том, что минеральные ассоциации, для которых они были сделаны, могут присутствовать в любой области мантии. С использованием соотношения Бёрча изменения плотностей при переходе одной ассоциации минералов в другую могут быть преобразованы в эквивалентные изменения сейсмических скоростей. Однако перед тем, как проводить сопоставление полученных величин с изменениями сейсмических скоростей, рассчитанными для зон скачков, следует ввести поправку на однородное самоуплотнение таким образом, чтобы можно было оценить изменения плотности, происходящие за счет P - T -условий, существующих в мантии в окрестностях зон скачков.

Эта поправка может быть введена с использованием уравнения Бёрча — Мурнагана

$$P = 3/2K_0[(\rho/\rho_0)^{2/3} - (\rho/\rho_0)^{5/3}],$$

где P — давление, а K_0 — объемный модуль упругости конкретной минеральной ассоциации при нулевом давлении.

Значение K_0 для различных минеральных ассоциаций, если известны плотности при нулевом давлении, может быть оценено из отношения Бёрча, связывающего скорость распространения продольных волн и плотность, которое в работе Вэнга [1967] было расширено до соответствующего соотношения между плотностью и гидродинамической скоростью звука V_c . Поскольку величина V_c равна $\sqrt{K/\rho}$ и пропорциональна ρ , то значение K пропорционально ρ^3 . Следовательно, известную величину объемного модуля

¹ См. также [Graham 1970; Ahrens 1972a].

² Это наиболее приемлемое значение, и оно основывается на аккуратно измеренных значениях для отдельного кристалла. Birch [1961a, табл. 15, № 3].

упругости можно представить как функцию куба плотности различных соединений и минералов с постоянным атомным весом и при этом может быть определена константа пропорциональности. Впоследствии полученное соотношение послужит для определения объемного модуля упругости вещества неизвестного строения, если известна его плотность. Применение таких альтернативных эмпирических методов обеспечивает получение по-существу аналогичных результатов¹. Полученные этим способом оценки величин объемных модулей упругости и плотностей для различных минеральных ассоциаций пиролита приведены в табл. 14-1. С ис-

Таблица 14-1

Величины плотности, объемного модуля упругости и объемной скорости звука (Φ), определенные для минеральных ассоциаций пиролита при нулевом давлении

Минеральные ассоциации	ρ_0 (г/см ³)	K_0 (кбар)	$\Phi_0 - K_0/\rho_0$ (км/с) ²
1. Оливин + пироксен + гранат	3,38	1280	38
2. $\beta - (\text{MgFe})_2\text{SiO}_4$ + гранат	3,63	1700	47
3. Периклаз + стишовит + $\text{MgSiO}_3 \times$ $\times (\text{Al, Cr, Fe})_2\text{O}_3$ (структура ильменита) + $(\text{Ca, Fe})\text{SiO}_3$ (структура перовскита) + NaAlSiO_4 (структура кальциевого феррита)	4,03	2350	60
4. $(\text{Mg, Fe, Ca})\text{SiO}_3$ (структура перовскита) + $(\text{Mg, Fe})\text{O}$ (структура каменной соли) + $\text{Mg}(\text{Al, Fe, Cr})_2\text{O}_4$ (структура кальциевого феррита) + NaAlSiO_4 (структура кальциевого феррита)	4,20	2800	67

пользованием этих значений по уравнению Бёрча — Мурнагана были рассчитаны вариации плотностей в зависимости от давления для каждой минеральной ассоциации. Таким образом, разности плотностей между различными ассоциациями были представлены как функции давления. С помощью полученного Бёрчем соотношение $V - \rho$ величина давления преобразовывалась в эквивалентное изменение сейсмической скорости. Кроме того, в изменение плотности вводилась небольшая поправка на высокую температуру в мантии².

Эти методы были применены для оценки изменения скоростей, обусловленных комбинацией фазовых переходов пироксен-гранат и $\alpha - \beta \text{Mg}_2\text{SiO}_4$ на глубине около 400 км, с одной стороны, и «послешпинелевыми» фазовыми переходами на глубине около 680 км,

¹ O. Anderson, Nafe [1965]; D. Anderson [1967b].

² По методике, предложенной Clark, Ringwood [1964].

с другой стороны¹. Общее увеличение скорости распространения сейсмических волн, вызванное фазовыми переходами на глубине около 400 км, составило 0,7 км/с, что сопоставимо с величиной 0,65 км/с, установленной Джонсоном (см. рис. 9-1) и 0,9 км/с, установленной Арчембью с сотрудниками (см. рис. 6-3). Учитывая существующие неопределенности, согласованность результатов следует признать удовлетворительной. Для комбинации «полешпинелевых» фазовых переходов расчетное значение увеличения скорости сейсмических волн составило 1,0 км/с, что можно сопоставить с величинами 0,9 и 1,1 км/с по данным Джонсона и Арчембью и др. соответственно.

Поскольку структуру скоростного разреза в интервале глубин от 300 до 800 км нельзя считать установленной окончательно, то, возможно, лучше попытаться объединить все, вызванные фазовыми переходами, скачкообразные увеличения скоростей в интервале глубин от 300 до 800 км. Из рис. 6-3, 9-11 и 14-2 можно заключить, что увеличение скорости может быть оценено значением, лежащим в пределах от 1,5 до 2,0 км/с. Расчетное увеличение скорости, обусловленной фазовыми переходами в минеральных ассоциациях, соответствующих пунктам 1—3 табл. 14-1, составляет 1,7 км/с. Учитывая существование нескольких источников неопределенности², соответствие следует признать удовлетворительным³.

Из предыдущего рассуждения можно сделать вывод, что увеличение скоростей за счет фазовых переходов на глубинах от 320 до 800 км в мантии пиrolитового состава количественно сопоставимо с изменениями плотностей, обусловленными этими переходами. В частности, для того, чтобы объяснить увеличение скоростей, не нужно увеличивать с глубиной отношения $Fe/(Fe+Mg)$. Это противоречит мнению некоторых авторов⁴, которое состоит в том, что для зоны фазовых переходов требуется значительное увеличение отношения $Fe/(Fe+Mg)$, если изменение в скорости распространения сейсмических волн согласуется с изменениями плотности, обусловленными фазовыми переходами.

Следует подчеркнуть, что на этой стадии приведенные аргументы не противоречат возможности незначительных изменений содержания Fe с глубиной. Ситуация такова, что изменений содержания Fe не требуется, чтобы было достигнуто соответствие между фазовыми превращениями и сопровождающими их изменениями плотности пиrolитовой мантии, если делается адекватное допущение

¹ Ringwood [1970].

² В частности, неопределенность содержится в величине применяемого к фазовым переходам коэффициента в соотношении скорость — плотность (см. разд. 9-4, табл. 9-4).

³ Величина минимального изменения, приведенная в табл. 14-1, и расчетное увеличение значения скорости по результатам работы Рингвуда [1970] отражают принятое допущение, что большая часть двухвалентного железа присутствует в перовските в минеральной ассоциации, обозначенной номером 3 в табл. 14-1.

⁴ Anderson [1967a, 1968], Press [1968].

ние для различных источников неопределенности, обусловленных имеющимися данными, и упрощаются посылки, положенные в основу их интерпретации (см. разд. 9-4). В связи с этим можно видеть, что выводы, согласно которым необходимо допускать увеличение содержания Fe с глубиной, основывались на применении прежней формы сейсмического уравнения состояния¹. Позже была предложена пересмотренная форма уравнения², применение которой не требует увеличения содержания Fe с глубиной.

Второй аргумент в пользу увеличения отношения $Fe/(Mg+Fe)$ обусловлен попыткой связать экстраполяцию фазовой диаграммы системы $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$ с распределением скоростей³ и возможными температурами на глубинах около 400 км⁴. Однако непосредственные определения равновесия в обогащенной магнием части этой системы показали⁵, что постулируемая диаграмма ошибочна. Когда же для этой системы была использована новая фазовая диаграмма, то было получено удовлетворительное объяснение неоднородности на глубине 400 км без какой-либо необходимости изменения величины отношения $Fe/(Fe+Mg)$, чтобы достичь соответствия данных⁶.

Наконец, рассматривается увеличение плотностей, которое ассоциируется со скачкообразным изменением скоростей или с аномально высокими градиентами скоростей глубоко в мантии. В интервале глубин от 800 до 1700 км эти аномальные области обуславливают изменение скорости распространения сейсмических волн на величину 0,28 км/с (см. рис. 14-3). Из предложенного Бёрчем соотношения скорость — плотность соответствующее увеличение плотности должно составлять 0,09 г/см³. Вводя поправку на разницу в величине самоуплотнения при двух различных состояниях при условии, что разность плотностей в 0,09 г/см³ относится к средней глубине 1200 км и что средняя величина объемного модуля упругости для плотной минеральной ассоциации составляет 2800 кбар (см. табл. 14-1), можно получить значение начальной плотности ρ_0 на 0,16 г/см³ выше, чем для изохимической смеси окислов. Если увеличение сейсмических скоростей связано с фазовыми переходами, а это кажется разумным, то стабильная минеральная ассоциация в глубинных областях мантии должна быть примерно на 4% плотнее, чем изохимическая смесь окислов.

14-5. ПЛОТНОСТЬ НИЖНЕЙ МАНТИИ

Предположение о химическом и минеральном составе верхней мантии определяет ее среднюю плотность и момент инерции, что, в свою очередь, вводит ограничения в распределение плотностей в

¹ Anderson [1967b].

² Anderson, Jordan [1970].

³ Akimoto, Fujisawa [1968].

⁴ Anderson [1967a]; Fujisawa [1968].

⁵ Ringwood, Major [1970].

⁶ См. также Graham [1970], Ahrens [1972a].

нижней мантии. При допущении, что верхняя мантия имеет пиролитовый состав, было получено распределение плотностей в недрах Земли [Clark, Ringwood, 1964]. Если, следуя выводу Бёрча [1952] принять, что нижняя мантия примерно однородна¹, то распределение плотностей, полученное для интервала от 400 до 1200 кбар, можно экстраполировать до области нулевых давлений с тем, чтобы получить величины эквивалентных плотностей при нулевом давлении и объемной скорости звука для минеральной ассоциации нижней мантии. Этим путем последовали Кларк и Рингвуд; они применили основанное на теории конечных деформаций уравнение третьего порядка Бёрча — Мурнагана, приведенное ниже, для описания распределения плотностей в нижней мантии:

$$P = 3K_0 f (1 - 2f)^{1/2} (1 - 2\xi f),$$

где f — деформация, ξ — безразмерный параметр, пропорциональный коэффициенту при члене третьего порядка.

Было найдено, что плотность ρ_0 , которой минеральная ассоциация нижней мантии будет обладать при нулевом давлении и низких температурах, составляет 4,25 г/см³. Соответственно значения для K_0 и Φ_0 составили 2700 кбар и 63 (км/с)². Было установлено также, что величины ρ_0 нечувствительны к существующим сверхадиабатическим градиентам температуры в нижней мантии, значения которых лежат в пределах² от 1 до 2°С/км.

Найдено, что расчетные величины плотности вещества нижней мантии при нулевом давлении и при комнатной температуре примерно на 5% выше, чем плотность смеси окислов (SiO₂ в форме стишовита) изохимичной пиролитовому составу. Предполагаемое объяснение этого расхождения состоит в следующем.

1. Все возможные неопределенности, связанные с различными применяемыми преобразованиями, не могут быть значительными.
2. Расхождение в 5% может быть обусловлено фазовыми переходами глубоко в мантии, ведущими к образованию фаз намного более плотных, чем изохимичная им смесь окислов.
3. Величина отношения Fe/(Fe+Mg) может увеличиваться от значения 0,1 в верхней до 0,2 в нижней мантии.

Исследование распределения скоростей распространения сейсмических колебаний в нижней мантии (см. рис. 14-3) позволяет предполагать появление дальнейших фазовых превращений и, таким образом, противоречит часто принимаемому допущению об однородности этой области. Из-за относительно небольшой величины изменений скоростей это противоречие незначительно, и допущение об однородности остается полезным при описании свойств этой об-

¹ Это означает, что в первом приближении небольшие аномалии скоростей в нижней мантии, существование которых выведено теоретически [Jordan, 1970], во внимание не принимаются.

² Аналогичные расчеты были сделаны для ряда моделей строения Земли [Birch, 1964; Wang, 1970; Anderson, Jordan, 1970]. Полученные значения плотностей вещества нижней мантии при нулевом давлении и низких температурах лежат в пределах от 4,1 до 4,3 г/см³.

ласти недр в первом приближении. Тем не менее, существование малых областей неоднородности будет оказывать сильное влияние на оценку параметров нижней мантии при нулевом давлении в той степени, в которой они были получены путем экстраполяции. Неоднородности будут причиной систематической недооценки значений ρ_0 и Φ_0 . Это еще более усиливает аргументы в пользу того, что плотность вещества нижней мантии при нулевом давлении может быть значительно выше, чем изохимичная пиrolиту смесь окислов.

Ценные сведения по большому числу пород и минералов, представляющих интерес для геофизиков, были получены по данным о распространении ударных волн с использованием уравнений состояния Гюгонно¹. Они обеспечили исходный материал для многих статей по интерпретации плотности и упругих свойств нижней мантии². Кривые Гюгонно для форстерита, дунита Твин Систерс, гортонолитового дунита и фаялита свидетельствуют о полном превращении этих минералов в высокобарные фазы при давлениях свыше 500—700 кбар.

Плотности, которые эти высокобарные фазы должны были иметь, если бы они оставались метастабильными при атмосферных давлениях и температуре, рассматривались в разд. 10-4 (см. рис. 10-9) и 11-8. Было установлено, что плотность дунитов Твин Систерс при нулевом давлении очень близка к плотности изохимичной им смеси окислов MgO, FeO и SiO₂ (в форме стишовита). Точно также гортонолитовый дунит и фаялит в интервале давлений от 600 до 800 кбар приобретают плотности, аналогичные изохимичным им смесям окислов. Однако при больших давлениях оба эти минерала переходят в фазы, которые обладают значительно большей плотностью по сравнению со смесью окислов. Чистый форстерит также переходит в фазу более плотную, чем смесь окислов (см. рис. 11-3).

Величина среднего атомного веса (\bar{M}) для дунита Твин Систерс составляет 20,9 по сравнению со значением 21,3 для пиrolита³. Данные определения зависимости давление—плотность ($P-\rho$), полученные в экспериментах с ударными волнами для гортонолитового дунита ($M=24,3$) и фаялита ($M=29,1$) могут быть использованы для интерполяции найденных $P-\rho$ зависимостей на дуниты промежуточного состава (67,68). На рис. 14-5 приведена кривая Гюгонно в координатах $P-\rho$ для дунита, средний атомный вес которого такой же, как у пиrolита. Поправка, которую следует ввести в данные по дунитам Твин Систерс, мала и не влечет за собой значительной ошибки. На рис. 14-5 приведена также область значений полученных в последнее время распре-

¹ McQueen, Marsh [1966]; McQueen, Marsh, Fritz [1967].

² Birch [1961b, 1964]; McQueen, Fritz, Marsh [1964]; Takenchi, Kanamori [1966]; Wang [1967, 1968, 1970]; Anderson, Kanamori [1968]; Knopoff, Shapiro [1969]; Shapiro, Knopoff [1969]; Ringwood [1969, 1970]; Ahrens, Anderson, Ringwood [1969]; Davies, Anderson [1971]; Al'tschuller [1972]; Davies, Gaffney [1973]; Gaffney, Anderson [1973].

³ Неопределенность химического состава пиrolита допускает существование значений \bar{M} в интервале от 21,2 до 21,4.



Рис. 14-5. Сравнение распределения плотностей в нижней мантии (см. текст) с плотностями некоторых модельных мантийных минералов, данные по которым получены на основании экспериментов с ударными волнами и ультразвуком.

Соотношения плотность — давление для дунита и $(Al, Fe)_2O_3$ нанесены совместно с соответствующей кривой Югионо. По данным Маккуина [1967] и с оценками температуры, по данным Аренса, [1969]. Для случая смеси $MgO-FeO-SiO_2$ в величины плотности, соответствующие адиабате Югионо, введены поправки на возможные более высокие температуры в мантии (нижней). Указанные температуры — предполагаемые

тально выйти за пределы области значений для мантии. Это обстоятельство можно рассматривать как косвенное доказательство того, что плотность нижней мантии действительно немного выше, чем плотность смеси окислов изохимичных пиролиту при тех же $P-T$ -условиях.

Пожалуй, вырисовывается еще более отчетливо картина, если для представлений о нижней мантии использовать другую систему моделей. На рис. 14-5 с областью значений для нижней мантии сравнивается плотность смеси MgO, FeO, SiO_2 (в форме стишовита), в которой компоненты находятся в том же соотношении, что и в пиролите и имеют средний атомный вес 21,3. Плотность мо-

лений плотности¹ в нижней мантии, большая часть которых не только удовлетворяет стандартным ограничениям, но содержит также уточнения, сделанные на основании исследования свободных колебаний.

Можно видеть, что кривая зависимости $P-\rho$ для дунита ($\bar{M}=21,3$) попадает в нижнюю часть области значений. В соответствии с приведенными выше интерпретациями состояния, достигнутого дунитом Твин Систерс при ударном сжатии, можно предположить, что кривая зависимости $P-\rho$ для нижней мантии соответствует аналогичной кривой для пиролита, минеральная ассоциация которого эквивалентна смеси окислов. Однако здесь имеются некоторые осложнения. Температуры, при обретаемые дунитом при ударном сжатии (см. рис. 14-5), возможно, на $500-1000^\circ C$ ниже, чем фактически существующие в нижней мантии. Если ввести поправку на этот эффект, то кривая для дунита должна будет сместиться вниз на величину плотности примерно $0,1 \text{ г/см}^3$ и значи-

¹ Распределения плотностей, попадающие в эту область, заимствованы из работ [Wang, 1970, 1972; Haddon Bullen, 1969; Birch, 1964, Jordan 1973].

дельной смеси, которая была получена интерполяцией данных экспериментов с ударными волнами для MgO , SiO_2 и Fe_2SiO_4 , лежит существенно ниже области значений для нижней мантии. Этот вывод подтверждается более детальными исследованиями уравнений состояния для SiO_2 , FeO и MgO , проведенных с использованием наиболее поздних данных по упругим и термодинамическим свойствам¹. Третья модель², данные по которой приведены на рис. 14-5, построена на основе твердого раствора $Al_2O_3-Fe_2O_3$ (типа корунда) со значением среднего атомного веса 21,3. В этом случае модельные величины плотности также попадают в область значений более низких, чем в нижней мантии. Увеличение разницы температур между моделью и нижней мантией значительно увеличивает это несоответствие плотностей.

При анализе всех имеющихся свидетельств появляется возможность того, что плотность вещества нижней мантии действительно немного выше, чем смесь окислов изохимичная пиролиту при соответствующих *P-T*-условия. Однако следует подчеркнуть, что различие это совсем мало, возможно, менее 5% или даже близко к 3%.

14-6. УПРУГИЕ СВОЙСТВА НИЖНЕЙ МАНТИИ

Если принять во внимание изложенные выше высказывания, относительно плотности нижней мантии, то в дальнейшем встает вопрос о том, чем вызвано увеличение плотности по сравнению с состоянием, соответствующим «смеси окислов» — дальнейшими ли фазовыми переходами, ведущими к образованию более плотных структур, ростом содержания железа или, может быть, комбинацией этих факторов. Несмотря на то, что разность плотностей мала, она имеет существенное значение для генезиса и динамики земных недр. Появление химической зональности глубоко в мантии должно оказывать важное влияние на природу конвекционной циркуляции в этой области и свидетельствовать о существовании химических и физических процессов, которые действовали в период формирования Земли.

Сейсмические данные свидетельствуют о малых неоднородностях в структуре скоростного разреза глубже 800 км (см. рис. 14-3), что позволяет предполагать наличие дальнейших фазовых превращений. Однако эти данные не могут рассматриваться в качестве решающего до тех пор, пока не будут выяснены причины различий между существующими распределениями скоростей в нижней мантии.

Наиболее пригодным свойством для выбора между двумя альтернативами является объемная скорость звука Φ . Относительное изменение величины объемной скорости звука связано с относительным изменением плотности следующим соотношением:

$$\Delta\Phi/\Phi = n \Delta\rho/\rho.$$

¹ Graham [1973]; Davies [1973].

² Ringwood [1970].

Увеличение плотности n , обусловленное фазовым переходом или тепловым давлением, лежит в интервале между $+2$ и $+3$ ¹. Однако при увеличении плотности, вызванном ростом содержания железа, величина n отрицательна и примерно равна -1 .

Тот факт, что фазовый переход, ведущий к более плотному состоянию, и тепловое давление изменяют величину Φ в противоположных направлениях, накладывает важные ограничения на выбор возможных решений. Можно сравнить значения Φ для мантии, полученные непосредственно из наблюдаемых скоростей распространения сейсмических волн ($\Phi = V_p^2 - 4/3V_s^2$) со значениями, полученными из экспериментов с ударными волнами на породах. При этом амплитуды ударных волн соответствовали давлениям, существующим в нижней мантии.

Проблема состоит в том, что величина $\Phi = (\partial P / \partial \rho)_s$ может быть получена путем дифференцирования первичной зависимости $P - \rho$ после ее приведения к адиабатическим условиям (см. рис. 10-9). Эта операция требует введения многочисленных допущений о природе уравнения состояния и о величине энергии перехода, связанной с фазовыми превращениями. Принятие этих допущений влечет за собой введение поправок, которое может быть выполнено различными путями. Кроме того, как обсуждалось выше (см. разд. 10-4), некоторые дополнительные неопределенности возникают в связи с интерпретацией первичных данных при построении кривой Гюгонио. Соответственно, неопределенности, возникающие при выведении величины Φ из данных экспериментов с ударными волнами гораздо значительнее, чем связанные с определением ρ . Это приводит к тому, что полученная различными исследователями величина Φ из одних и тех же данных экспериментов с ударными волнами в значительной степени отличается². Тем не менее, эти результаты приведены на рис. 14-6.

Значение объемной скорости звука Φ , для высокобарной фазы дунита Твин Систерс (приведенной к $M = 21,3$), попадает в область, которая предполагается существенно ниже кривой распределения Φ в нижней мантии³. Это же следует и из расчетов⁴, сделанных для давлений свыше 800 кбар. Если 3%-ное расхождение в плотностях пиролита нижней мантии и смеси окислов с фактической плотностью нижней мантии (см. рис. 14-5) обусловлено увеличением содержания железа, то значение среднего атомного веса нижней мантии должно возрасти от 21,3 до 21,8. Это увеличение вызовет дальнейшее уменьшение приведенной на рис. 14-6 величины объемной скорости звука примерно на 3 (км/с)², и расхождение между значениями, полученными в экспериментах с ударными волнами и оценкой, сделанной для мантии, станет более за-

¹ Clark, Ringwood [1964]; Anderson [1964b]; Wang [1970].

² McQueen, Marsh, Fritz [1967]; Wang [1968]; Ahrens, Anderson, Ringwood [1969].

³ McQueen, Marsh, Fritz [1967]; Ahrens, Anderson, Ringwood [1968].

⁴ Wang [1968].

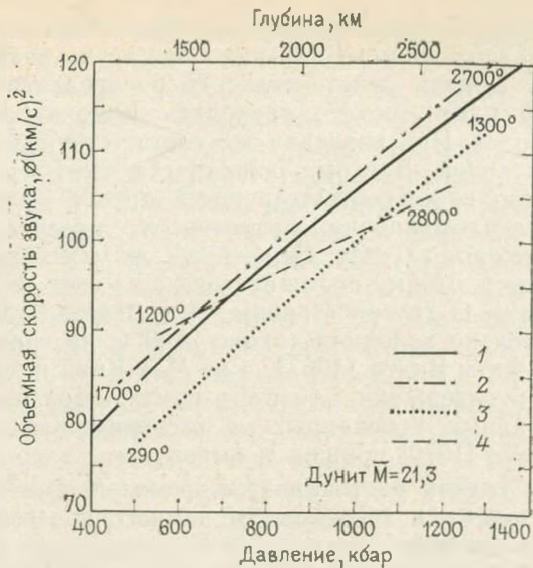


Рис. 14-6. Сравнение соотношений Φ — P в мантии получено из моделей Ванга [1970, 1972] с аналогичными соотношениями для дунитов Твин Систерс (средний атомный вес скорректирован до величины $\bar{M}=21,3$).

Данные по дунитам получены из результатов экспериментов с ударными волнами (Мак-Куина [1967], Ванга [1968] и Аренса [1969]). Указаны значения температур, рассчитанные этими авторами.

1 — мантия; 2 — по данным Мак-Куина и др. (метастабильное состояние, кривая Югонно); 3 — по данным Ванга (адиабата); 4 — по данным Аренса и др. (примерно соответствует кривой Югонно)

метным. Таким образом, данные по ударным волнам свидетельствуют об увеличении содержания железа с глубиной. Эти данные должны быть совместимы с представлениями о дальнейших незначительных фазовых превращениях.

С другой стороны, кривая зависимости $\Phi=f(P)$ для дунита¹ со средним атомным весом $\bar{M}=21,3$ располагается выше аналогичной зависимости для мантии. Если содержание железа в дуните увеличить настолько, чтобы зависимость плотность—давление для него (см. рис. 14-5) пришла в соответствие с подобной зависимостью для мантии, то расчетные величины объемной скорости звука Φ уменьшатся и также будут согласованы со значениями для мантии. Тем самым подтверждается предположение о несколько более высоком содержании железа ($\bar{M}=21,8$) в нижней мантии. Однако при этом не принималось в расчет существующее различие распределения температур вдоль кривых зависимости $\Phi=f(P)$, полученных для мантии и в экспериментах с ударными волнами. Температуры вдоль адиабаты, полученной Вангом, рас-

¹ Wang [1968].

полагаются у нижней границы широкого интервала распределений температур, предполагаемого для нижней мантии различными исследователями. Кривая действительного распределения температуры в нижней мантии может проходить выше адиабаты Ванга на 1000°C и более. При введении же соответствующей поправки, кривая рассчитанной Вангом зависимости $\Phi=f(P)$ располагается существенно ниже соответствующей кривой для мантии¹. В таком случае расхождение в плотности, представленное на рис. 14-6, возможно, за счет дальнейших фазовых превращений, ведущих к более плотному состоянию, а не за счет увеличения содержания железа. С другой стороны, если действительно нижняя мантия относительно холодная (около 2700°C на границе ядро — мантия), то расчеты Ванга [1967], а не Мак-Кина и др. подтверждают увеличение содержания железа в мантии. Делая обзор вышеприведенных данных, основанных на экспериментах с ударными волнами, Рингвуд [1970] пришел к выводу, что в конечном итоге предпочтителен случай постоянной величины \bar{M} для всей мантии наряду с переходами к ассоциациям немного превышающим по плотности смесь окислов.

Однако в виду возможных неточностей в данных сейсмических исследований и экспериментов с ударными волнами, этот вывод нельзя считать твердо установленным, поэтому возможность некоторого увеличения содержания железа в нижней мантии должна быть пересмотрена, как только появятся новые сведения по сейсмике и ударным волнам.

Зависимость скорость — плотность. Применение эмпирических соотношений скорость — плотность к окислам и силикатам (см. разд. 9-4) может обеспечить получение дополнительной информации о содержании железа в нижней мантии. Бёрч [1961] первым применил этот метод, используя соотношение $V_p = a(\bar{M}) + 3,31 \rho$ (где a — константа, связанная с величиной среднего атомного веса) совместно с распределением скоростей распространения P -волн Джеффриса и Гутенберга. Учитывая ограничения, налагаемые величинами массы и момента инерции Земли, Бёрч заключил, что если верхняя мантия имеет перидотитовый состав и начальную плотность $3,32 \text{ г/см}^3$, то в зоне перехода должно иметь место увеличение содержания железа, вызывающее изменение \bar{M} на 1,5 единицы. Однако он указывал также, что если рассматривать эффекты, связанные с температурными градиентами, то оценки увеличения содержания железа могут быть уменьшены или даже сведены к нулю. При дальнейших исследованиях Бёрч [1964] применил соотношение скорость — плотность к верхней мантии и переходной зоне и использовал уравнение Адамса — Вильямсона для получения распределения плотностей в нижней мантии. Им рассмотрены два случая, когда начальные плотности ниже поверхности Мохоровичича составляли $3,22$ и $3,43 \text{ г/см}^3$. При этом оценки плотности пород нижней мантии при нулевом давлении делались на основе

¹ Ringwood [1970].

экстраполяции расчетных плотностей нижней мантии в соответствии с уравнением Бёрча — Мюрнагана второго порядка, что дало величины 3,90 и 3,96 г/см³. Вывод Бёрча состоит в том, что в веществе нижней мантии содержится около 10% FeO, если принять среднюю величину атомного веса такую же, как у пиролита.

В качестве альтернативного метода, использованного Вангом [1970], была сделана попытка применить эмпирические соотношения¹, связывающие гидродинамическую скорость звука $V_c = \Phi^{1/2}$ и плотность $V_c = a + b\rho$ для получения распределения плотности в различных областях мантии. В этом смысле соотношение $V_c = \hat{f}\rho$ имеет преимущество по сравнению с $V_p = f\rho$, поскольку оно одинаково применимо в случае изменения плотности, обусловленного как температурой, так и давлением (см. разд. 9-4). Однако это преимущество частично теряется, так как распределение V_c в мантии существенно более неопределенно, чем даже V_p и V_s поскольку оно получается из разности этих величин: $V_c^2 = V_p^2 - 4/3 V_s^2$. Таким образом, неопределенности величин V_p и V_s имеют тенденцию входить в состав величины V_c . Эта проблема наиболее острая из всех, связанных с переходной зоной и верхней мантией.

Ванг [1970] применил соотношение $V_c = f(\rho)$ к верхнему слою мантии мощностью 1000 км и уравнение Адамса — Вильямсона к нижней мантии с тем, чтобы получить распределение плотностей в мантии с учетом ограничений, накладываемых массой Земли, ее моментом инерции и периодами свободных колебаний. Полученные им результаты показывают, что мантия в целом может иметь одинаковое содержание железа, величину среднего атомного веса в пределах от 21,3 до 21,5 и плотность в самой верхней части около 3,30 г/см³. Эти результаты совместимы с представлениями о мантии, имеющей сплошь пиролитовый состав.

В другой работе Ванг [1972] рассчитал плотность и распределение скоростей распространения P - и S -волн для пиролитовой верхней мантии, используя петрологическую модель Грина и Рингвуда [1967], а также измеренные величины плотностей и упругих свойств минералов верхней мантии. Распределение скоростей в переходной зоне оценивалось с помощью полученных Бёрчем эмпирических соотношений $V_p = f(\rho)$, а для нижней мантии с помощью эмпирических соотношений $V_c = f(\rho)$, полученных Вангом. В обоих случаях принималось, что $M=21$. Чтобы получить распределение плотности в коре использовалось уравнение Адамса — Вильямсона. Эта предварительная модель распределения плотности в недрах Земли была успешно видоизменена с тем, чтобы достичь согласия с данными по свободным колебаниям в дополнение к стандартным ограничениям, накладываемым величинами массы, момента инерции и скоростями распространения внутренних сейсмических волн². Интересно, что необходимо было ввести лишь

¹ Mc Queen, Fritz, Marsh [1964].

² По P -волнам использованы данные из работ [Jonson 1967; 1969], по S -волнам — работа [Roberts, 1970].

небольшие изменения в простую первоначальную модель строения Земли, чтобы согласовать ее с другими внешними граничными условиями. Это исследование опять показало, что широкий интервал геофизических данных, связанных с распределением плотностей в земных недрах, совместим с представлением о мантии, которая характеризуется постоянным значением среднего атомного веса, близким к величине 21,3.

В противоположность сделанному выше заключению, Андерсон с сотрудниками [1967а, 1968] доказывает преимущество подхода, при котором принимается значительное увеличение содержания железа в нижней мантии, что основывается на применении фазовой диаграммы системы $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$ совместно с данными экспериментов по ударным волнам и с использованием «сейсмического уравнения состояния». Андерсон пришел к выводу, что породы нижней мантии имеют средний атомный вес в пределах от 22,3 до 23,4 что соответствует величине отношения (молярного) $FeO/(FeO+MgO)$ около 0,3—0,4 (для сравнения у пиролита при $\bar{M}=21,3$, $FeO/(FeO+Mg)=0,11$). Ранее уже указывалось, что использованная Андерсоном фазовая диаграмма (см. разд. 14-4) оказалась ошибочной, а применимость сейсмического уравнения состояния к глубоким слоям мантии пока вызывает сомнения¹.

Позднее Андерсон и Джорден [1970] вывели пересмотренный вариант сейсмического уравнения состояния, основываясь на результатах измерения упругих свойств и данных экспериментов с ударными волнами, полученных по минералам со структурами плотнейшей упаковки. Это уравнение следует рассматривать как более применимое к нижней мантии. Используя сейсмическое уравнение состояния в пересмотренной форме Андерсон и Джорден пришли к выводу, что нижняя мантия характеризуется средним значением атомного веса \bar{M} в пределах от 21,0 до 22,0, что аналогично пиролиту. Любопытно, что эти авторы не были склонны принять наиболее простую и очевидную интерпретацию полученных результатов, согласно которой верхняя и нижняя мантия сходны по химическому составу. Вместо этого им была предложена новая гипотеза², по которой принималось, что фазы в составе нижней мантии по упругим свойствам эквивалентны смеси $MgO+FeO+SiO_2$ (стишовит). Однако соотношения всех трех компонентов варьировались произвольно по сравнению с соотношениями в пиролите. При одновременном увеличении содержания FeO и SiO_2 и уменьшении содержания MgO было достигнуто удовлетворительное совпадение со свойствами нижней мантии³. Эффект умеренного увеличения содержания FeO (в меньшей степени, чем было

¹ Применяемое сейсмическое уравнение состояния имеет вид $K\alpha\rho^4$, что правильно при низких давлениях и температурах. Однако при очень высоких давлениях и температурах глубоко в мантии более приемлемо уравнение $K\alpha\rho^3$ (см. разд. 9-4 и Simmons, England [1969]).

² Anderson [1970]; Anderson, Sammis and Jordan [1971, 1972].

³ Применяемая методика критиковалась в работе [Wang, Simmons, 1972].

предложено в более ранних моделях) обусловил более высокое значение плотности по сравнению с пиролитом в состоянии «смеси окислов», в соответствии с рис. 14-5. Однако при этом требуется также увеличение объемной скорости звука Φ (см. рис. 14-6). Это обеспечивается значительным увеличением содержания SiO_2 , обладающего очень большой величиной $\Phi=78$ (км/с)², что более чем компенсирует эффект уменьшения величины Φ за счет роста содержания FeO . Наиболее подходящий для нижней мантии результирующий состав¹ оказался стехиометрически пироксеновым и был близок к составу $(\text{Mg}_{0.64}\text{Fe}_{0.36})\text{SiO}_3$.

Защищаемая этими авторами модель рассматривалась и другими исследователями² с использованием более точных данных по упругим свойствам MgO , FeO и SiO_2 . Вводя некоторые важные ограничения, эти авторы пришли к выводу, что модель, в которой соотношения смеси окислов MgO , FeO и SiO_2 варьируют произвольно, может удовлетворительно объяснить наблюдаемые данные по упругим свойствам и плотности нижней мантии. При введении допущения, что объемная скорость звука для смеси окислов может быть получена из молярного осреднения этой величины для смеси окислов возникает большая ошибка. Томсон [1972] не признает эту операцию правомерной.

Таким образом, имеется возможность рассматривать две альтернативных модели.

1. Нижняя мантия по составу аналогична верхней (пиролиту), но обнаруживает несколько большую плотность минеральной ассоциации по сравнению с изохимической смесью окислов.

2. Нижняя мантия обладает свойствами смеси окислов, в которой как FeO , так и SiO_2 имеют более высокие концентрации, чем MgO , по сравнению с верхней мантией.

Если реально оценить несколько источников неопределенностей, то можно прийти к выводу, что доказательства, основанные на данных экспериментов с ударными волнами, эмпирических соотношениях между скоростью распространения сейсмических волн и плотностью, а также на анализе уравнения состояния в комбинации с современными представлениями о характере распределения в нижней мантии параметров Φ , ρ и T , не являются достаточно решающими для того, чтобы можно было сделать выбор между этими альтернативными гипотезами. Прежде, чем этот вопрос можно будет решить однозначно из рассмотрения упругих свойств необходимо получить большее количество более точных данных по упругим свойствам и по экспериментам с ударными волнами для соответствующих минералов, окислов и соединений — аналогов германатов.

Однако есть другой вид аргументов, имеющих отношение к изложенным гипотезам. Первая гипотеза основывается на предположении, что возможны фазовые превращения в состоянии, харак-

¹ Anderson [1970]; Anderson, Sammis, Jordan [1971, 1972].

² Graham [1973]; Davies [1973].

тернизующееся большей плотностью по сравнению со смесью окислов, и что эти превращения действительно вероятны при *P-T*-условиях, существующих в нижней мантии. Это предположение подтверждается существованием фазовых превращений Mg_2SiO_4 , $MgFeSiO_4$, $FeSiO_4(Mg_{0,86}Fe_{0,14})SiO_3$, $MgAl_2O_4$ и Fe_3O_4 в условиях прохождения ударной волны (как говорилось уже в гл. 11 и 12), известным фактом кристаллизации многих соединений в виде структур гораздо более плотных, чем изохимичная им смесь окислов (разд. 11-9, 12-6, 13-3) и указанием на присутствие нескольких небольших неоднородностей в разрезе нижней мантии, которые как считается, обусловлены фазовыми переходами (см. рис. 14-3)¹. Эти предположения подкрепляются результатами, приведенными в гл. 11 и 12, которые подтверждают, что кристаллические структуры, представленные $(MgFe)SiO_3$ и $(MgFe)SiO_4$, более плотные, чем изохимичная смесь окислов и в разумной степени приемлемы при очень высоких давлениях. Эти структуры действительно существуют и не противоречат кристаллохимическим соображениям.

Вторая гипотеза допускает, что фазовые превращения, приводящие к состоянию значительно более плотному, чем изохимическая смесь окислов, в нижней мантии не происходят. Это допущение в значительной мере подменяется приведенными выше данными, которые подтверждают или позволяют предполагать существование подобных фазовых переходов. Более того, данные по сжатию бронзита ($En_{86}Fs_{14}$), полученные в экспериментах с ударными волнами, показывают², что его плотность достигает величин от 5,15 до 5,30 г/см³ при давлениях от 950 до 1100 кбар, что соответствует центральной области полосы значений зависимости плотность — давление для мантии, приведенной на рис. 14-5. Однако выведенный теоретически для нижней мантии состав³ близок к пироксену $(Mg_{0,64}Fe_{0,36})SiO_3$. Если допустить, что более богатый железом пироксен преобразуется в ту же фазу, что и бронзит, то его плотность при тех же давлениях должна быть примерно на 0,3 г/см³ больше и далеко выходить за пределы интервала плотностей мантии.

По мнению автора, суммарная значимость последних аргументов позволяет предпочесть гипотезу, согласно которой минеральная ассоциация нижней мантии на несколько процентов плотнее, чем состояние, которое может быть охарактеризовано как «смесь окислов»⁴. В свою очередь, эта гипотеза позволяет допустить, что и верхняя и нижняя мантии имеют сходный средний химический состав. Имеющиеся на сегодня данные определенно не подтверждают противоположный вывод.

¹ Jonson [1969].

² McQueen, Marsch and Fritz [1967].

³ Anderson [1970]; Anderson, Sammis, Jordan [1971].

⁴ Эта интерпретация в значительной степени подтверждается (см. Liu [1979]) выполненным синтезом перовскитоподобной модификации $MgSiO_3$, которая примерно на 4 % плотнее изохимической смеси окислов.

В некоторых недавно выдвинутых теориях о происхождении Земли¹ принимается, что нижняя мантия лишена FeO. Если вопрос о том, содержится ли в нижней мантии FeO больше, чем в пиrolите, ставить правомерно, то предположение, что нижняя мантия не содержит FeO можно решительно отвергнуть. Обращаясь к рис. 14-5 можно видеть, что смесь окислов MgO, SiO₂, Al₂O₃, CaO и Na₂O в первичных пропорциях дает кривую распределения плотности, которая располагается на 5% ниже соответствующей кривой для мантии. Более того, кривая распределения объемной скорости звука Ф для этой смеси будет такой же или даже несколько выше, чем распределение Ф в мантии. Если допустить, что смесь окислов перешла в минеральную ассоциацию с более плотно упакованными структурами и достаточно высокими плотностями и их распределение стало совпадать с распределением в нижней мантии, то соответствующие значения объемной скорости звука Ф для такой ассоциации будут на 10% выше наблюдаемых в нижней мантии.

14-7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результат развития представлений о роли фазовых превращений в глубоких частях мантии и параллельные успехи сейсмологии выразились в появлении удовлетворительной и в широком смысле непротиворечивой интерпретации физического строения мантии в терминах ее минерального состава. Выявленными непосредственно и выведенными косвенно фазовыми превращениями в мантии пиrolитового состава количественно объясняются появление, глубина и изменение скоростей распространения сейсмических волн на участках главных сейсмических неоднородностей в переходной зоне. Плотность минеральной ассоциации, представленной в нижней мантии, возможно, на 3—5% выше по сравнению с изохимичной ей смесью окислов пиrolитового состава. В принципе это приращение плотности может быть обусловлено появлением дополнительных фазовых переходов в небольшом масштабе на глубинах более 800 км или увеличением содержания железа с глубиной, либо комбинацией этих факторов.

Имеющиеся данные, полученные на нескольких направлениях исследований, пока не являются окончательными, но, тем не менее, позволяют отдать предпочтение первому альтернативному предположению. В настоящее время отсутствуют серьезные основания для утверждения, что средний атомный вес нижней мантии выше, чем верхней или, что величина отношения MgO/FeO для нижней мантии меньше, чем для верхней. На основании близкого сходства содержания нелетучих литофильных элементов в пиrolите с их относительным содержанием в веществе примитивного состава, автор считает себя вправе сделать вывод, что средний состав глубокой мантии, возможно, аналогичен сос-

¹ «Теория гетерогенной аккумуляции» [Clark, Turekian, Grossman, 1972].

таву верхней мантии¹. Этот вывод подтверждается рассмотренными в разд. 7—8 материалами и представляет собой фундаментальное граничное условие для теорий происхождения и эволюции Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Adams R. D.* (1971). Reflections from discontinuities beneath Antarctica. *Bull. Seism. Soc. Am.* 61, 1441—1451.
- Ahrens T. J.* (1972a). The state of mantle minerals. *Tectonophysics* 13, 189—219.
- Ahrens T. J.* (1972b). The mineralogic distribution of iron in the upper mantle. *Phys. Earth Planet. Interiors* 5, 267—281.
- Ahrens T. J., D. L. Anderson, and A. E. Ringwood* (1969). Equations of state and crystal structures of high pressure phases of shocked silicates and oxides. *Rev. Geophys.* 7, 667—707.
- Akimoto S., and H. Fujisawa* (1968). Olivine-spinel solid solution equilibria in the system Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 . *J. Geophys. Res.* 73, 1467—1479.
- Aller L. H.* (1968). The chemical composition of the sun and solar system. *Proc. Astron. Soc. Australia* 1, 133—135.
- Al'Tschuler L. V.* (1972). Composition and state of matter in the deep interior of the Earth. *Phys. Earth Planet. Interiors* 5, 295—300.
- Anders E.* (1964). Origin, age and composition of meteorites. *Space Sci. Rev.* 3, 583—714.
- Anders E.* (1971). How well do we know „Cosmic“ abundances? *Geochim. Cosmochim. Acta* 35, 516—522.
- Anderson D. L.* (1967a). Phase changes in the upper mantle. *Science* 157, 1165—1173.
- Anderson D. L.* (1967b). A seismic equation of state. *Geophys. J.* 13, 9—30.
- Anderson D. L.* (1968). Chemical inhomogeneity of the mantle. *Earth Planet. Sci. Letters* 5, 89—94.
- Anderson D. L.* (1970). Petrology of the mantle. *Mineral Soc. Am. Spec. Paper* 3, 85—93.
- Anderson D. L., and T. Jordan* (1970). The composition of the lower mantle. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 23—35.
- Anderson D. L., and H. Kanamori* (1968). Shock wave equations of state for rocks and minerals. *J. Geophys. Res.* 73, 6477—6502.
- Anderson D. L., C. Sammis, and T. Jordan* (1971). Composition and evolution of the mantle and core. *Science* 171, 1103—1113.
- Anderson D. L., C. Sammis, and T. Jordan* (1972). Composition of the mantle and core. In: E. C. Robertson (ed.). „The Nature of the Solid Earth“, pp. 41—66. McGraw-Hill, New York.
- Anderson D. L., and N. Toksöz* (1963). Surface waves on a spherical earth I. Upper mantle structure from Love waves. *J. Geophys. Res.* 68, 3483—3500.
- Anderson O. L., and J. E. Nafe* (1965). The bulk modulus-volume relationship for oxide compounds and related geophysical problems. *J. Geophys. Res.* 70, 3951—3962.
- Archambeau C. B., E. A. Flinn, and D. G. Lambert* (1969). Fine structure of the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 74, 5825—5865.
- Birch F.* (1952). Elasticity and constitution of the Earth's interior. *J. Geophys. Res.* 57, 227—286.
- Birch F.* (1961a). The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, 2. *J. Geophys. Res.* 66, 2199—2224.
- Birch F.* (1961b). Composition of the earth's mantle. *Geophys. J.* 4, 295—311.
- Birch F.* (1964). Density and composition of mantle and core. *J. Geophys. Res.* 69, 4377—4388.

¹ То есть, эффекты второго порядка, обусловленные необратимой дифференциацией пиролита на остаточный эклогит и перидотит, осредняются (см. более подробно в разд. 8-5, 8-7 и 15-6).

Bolt B. A., M. O'Neill, and A. Qamar (1968). Seismic waves near 110°: is structure in core or upper mantle responsible? *Geophys. J.* 16, 475—487.

Cameron A. G. W. (1968). A new table of abundances of the elements in the solar system. In: L. H. Ahrens (ed.), „Origin and Distribution of the Elements”, pp. 125—143. Pergamon, London.

Chinnery M. A., and M. N. Toksöz (1967). P-wave velocities in the mantle below 700 km. *Bull. Seism. Soc. Am.* 57, 199—226.

Clark S. P., and A. E. Ringwood (1964). Density distribution and constitution of the mantle. *Rev. Geophys.* 2, 35—88.

Clark S. P., K. Turekian, and L. Grossman (1972). Model for the early history of the Earth. In: E. C. Robertson (ed.), „Nature of the Solid Earth”, pp. 3—18. McGraw-Hill, New York.

Davies G. F. (1973). Elasticity of solids at high pressures and temperatures: theory, measurement and geophysical interpretation. Ph. D. Thesis, California Inst. Technology.

Davies G. F., and D. L. Anderson (1971). Revised shock wave equations of state for high pressure phases of rocks and minerals. *J. Geophys. Res.* 76, 2617—2627.

Davies G. F., and E. S. Gaffney (1973). Identification of phases of rocks and minerals from Hugoniot data. *Geophys. J.* 33, 165—183.

Engdahl E. R., and E. A. Flinn (1969). Seismic waves reflected from discontinuities within Earth's upper mantle. *Science* 163, 177—179.

Fujisawa H. (1968). Temperature and discontinuities in the transition layer within the earth's mantle: Geophysical application of the olivine-spinel transition in the Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 system. *J. Geophys. Res.* 73, 3281—3294.

Fyfe W. S. (1960). The possibility of d-electron coupling in olivine at high pressures. *Geochim. Cosmochim. Acta* 19, 141—143.

Gaffney E. S., and D. L. Anderson (1973). The effect of low-spin Fe^{2+} on the composition of the lower mantle. *J. Geophys. Res.* 78, 7005—7014.

Garz T., M. Kock, J. Richter, B. Baschek, H. Holweger, and A. Unsold (1969). Abundances of iron and some other elements in the sun and in meteorites. *Nature* 223, 1254—1255.

Graham E. K. (1970). Elasticity and composition of the upper mantle. *Geophys. J.* 20, 285—302.

Graham E. K. (1973). On the compression of stishovite. *Geophys. J.* 32, 15—34.

Green D. H., and A. E. Ringwood (1967). The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. *Earth Planet. Sci. Letters* 3, 151—160.

Haddon R. A. W., and K. E. Bullen (1969). An earth model incorporating free earth oscillation data. *Phys. Earth Planet. Interiors* 2, 35—49.

Hales A. L., and J. L. Roberts (1970). Shear velocities in the lower mantle and the radius of the core. *Bull. Seism. Soc. Am.* 60, 1427—1436.

Helmberger D., and R. A. Wiggins (1971). Upper mantle structure of mid-western states. *J. Geophys. Res.* 76, 3229—3245.

Johnson L. (1967). Array measurements of P-velocities in the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 72, 6309—6325.

Johnson L. (1969). Array measurements of P-velocities in the lower mantle. *Bull. Seism. Soc. Am.* 59, 973—1011.

Jordan T. H. (1974). Estimation of the radial variation of seismic velocities and density in the earth. Ph. D. Thesis, California Institute of Technology.

Kanamori H. (1967). Upper mantle structure from apparent velocities of P-waves recorded at Wakayama microearthquake observatory. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.* 45, 657—678.

Knopoff L., and J. N. Shapiro (1969). Comments on the interrelationships between Grüneisen's parameter and shock and isothermal equations of state. *J. Geophys. Res.* 74, 1439—1450.

Kovach R. L., and D. L. Anderson (1964). Higher mode surface waves and their bearing on the structure of the earth's mantle. *Bull. Seism. Soc. Am.* 54, 161—182.

Liu L. (1974). Silicate perovskite from phase transformation of pyrope garnet at high pressure and temperature. *Geophys. Res. Letters* 1, 277—280.

- Mason B.* (1960). The origin of meteorites. *J. Geophys. Res.* 65, 2965—2970.
- Masse R. P., M. Landisman, and J. B. Jenkins* (1972). An investigation of upper mantle compressional velocity distribution beneath the Basin and Range province. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 30, 19—36.
- McQueen R. G., J. N. Fritz, and S. P. Marsh* (1964). On the composition of the earth's interior. *J. Geophys. Res.* 69, 2947—2978.
- McQueen R. G., and S. P. Marsh* (1966). In: S. P. Clark (ed.), „Handbook of Physical Constants“, pp. 153—159. *Geol. Soc. Am. Memoir* 97.
- McQueen R. G., S. P. Marsh, and J. N. Fritz* (1967). Hugoniot equation of state of twelve rocks. *J. Geophys. Res.* 72, 4999—5036.
- Meijering J., and C. J. M. Rooymans* (1958). On the olivine-spinel transition in the earth's mantle. *Koninkl. Ned. Akad. Wetenschap. Proc. Ser. B61*, 333—344.
- Müller E. A.* (1968). The solar abundances. In: L. H. Ahrens (ed.), „Origin and Distribution of the Elements“, pp. 155—176. Pergamon, London.
- Press F.* (1968). Earth models obtained by Monte Carlo inversion. *J. Geophys. Res.* 73, 5223—5234.
- Press F.* (1970). Earth models consistent with geophysical data. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 3—22.
- Ringwood A. E.* (1958). Constitution of the mantle, III: Consequences of the olivinespinel transition. *Geochim. Cosmochim. Acta* 15, 195—212.
- Ringwood A. E.* (1961). Chemical and genetic relationships among meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 24, 159—197.
- Ringwood A. E.* (1962a). Present status of the chondritic earth model. In: C. B. Moore (ed.), „Researches on Meteorites“, pp. 198—216. Wiley, New York.
- Ringwood A. E.* (1962b). Mineralogical constitution of the deep mantle. *J. Geophys. Res.* 67, 4005—4010.
- Ringwood A. E.* (1966a). Genesis of chondritic meteorites. *Rev. Geophys.* 4, 113—175.
- Ringwood A. E.* (1966b). The chemical composition and origin of the earth. In: P. M. Hurley (ed.), „Advances in Earth Sciences“, pp. 287—356. M. I. T. Press, Cambridge.
- Ringwood A. E.* (1966c). Chemical evolution of the terrestrial planets. *Geochim. Cosmochim. Acta* 30, 41—104.
- Ringwood A. E.* (1966d). Mineralogy of the Mantle. In: P. M. Hurley (ed.), „Advances in Earth Sciences“, pp. 357—398. M. I. T. Press, Cambridge.
- Ringwood A. E.* (1969). Phase transformations in the mantle. *Earth Planet. Sci. Letters* 5, 401—412.
- Ringwood A. E.* (1970). Phase transformations and the constitution of the mantle. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 109—155.
- Ringwood A. E., and A. Major* (1970). The system $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$ at high pressures and temperatures. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 89—108.
- Roth R. S.* (1958). Revision of the phase equilibria diagram of the binary system calcia-titania showing the compound $Ca_4Ti_3O_{10}$. *J. Res. Nat. Bur. Standards* 61, 437—440.
- Shapiro J. N., and L. Knopoff* (1969). Reduction of shock wave equations of state to isothermal equations of state. *J. Geophys. Res.* 74, 1435—1438.
- Simmons G., and A. W. England* (1969). Universal equations of state for oxides and silicates. *Phys. Earth Planet. Interiors* 2, 69—76.
- Simpson D. W.* (1973). P wave velocity structure of the upper mantle in the Australian region. Ph. D. Thesis, Australian National University.
- Strens R. G.* (1969). The nature and geophysical importance of spin pairing in minerals of iron (II). In: S. K. Runcorn (ed.), „The Application of Modern Physics to the Earth and Planetary Interiors“, pp. 213—220. Interscience, a division of Wiley, New York.
- Syono Y., S. Akimoto, Y. Ishikawa, and Y. Endoh* (1969). A new high pressure phase of $MnTiO_3$ and its magnetic property. *J. Phys. Chem. Solids* 30, 1665—1672.
- Takeuchi H., and H. Kanamori* (1966). Equations of state of matter from shock wave experiments. *J. Geophys. Res.* 71, 3985—3994.
- Thomsen L.* (1972). Elasticity of polycrystals and rocks. *J. Geophys. Res.* 77, 315—327.

- Urey H. C. (1972). Abundances of the elements. *Annals New York Acad. Sci.* 194, 35—44.
- Verhoogen J. (1953). Elasticity of olivine and constitution of the earth's mantle. *J. Geophys. Res.* 58, 337—346.
- Wang C. Y. (1967). Phase transitions in rocks under shock compression. *Earth Planet. Sci. Letters* 3, 107—113.
- Wang C. Y. (1968). Constitution of the lower mantle as evidenced from shock wave data for some rocks. *J. Geophys. Res.* 73, 6459—6476.
- Wang C. Y. (1970). Density and constitution of the mantle. *J. Geophys. Res.* 75, 3264—3284.
- Wang C. Y. (1972). A simple earth model. *J. Geophys. Res.* 77, 4318—4329.
- Wang H., and G. Simmons (1972). FeO and SiO₂ in the lower mantle. *Earth Planet. Sci. Letters* 14, 83—86.
- Whitcomb J. H., and Anderson D. L. (1970). Reflection of P'P' seismic waves from discontinuities in the mantle. *J. Geophys. Res.* 75, 5713—5728.
- Worthington M. H., J. R. Cleary, and R. S. Anderssen (1974). Upper and lower mantle shear velocity modelling by Monte Carlo inversion. *Geophys. J.* 36, 91—103.
- Wright C., and J. R. Cleary (1972). P. wave travel-time measurements from the Warramunga seismic array and lower mantle structures. *Phys. Earth Planet. Interiors* 5, 213—230.

Глава 15

ФАЗОВЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ И ДИНАМИКА МАНТИИ

На мой взгляд переходный слой представляется ключом к вопросу о том, что происходит в мантии. Когда мы поймем его природу, мы встанем на верный путь к пониманию динамики земных недр.

15-1. ВВЕДЕНИЕ

Бёрч [1954]

Роль фазовых превращений в земной мантии — тема, которая красной нитью проходит через всю книгу. Здесь уже обсуждались различные типы превращений в мантии. В дополнение к основным полиморфным превращениям, которые были затронуты в гл. 11—14, сюда входят также изменения в минеральных ассоциациях в ответ на вариации P , T , P_{H_2O} и f_{O_2} в земных недрах и те изменения в состоянии, которые происходят в процессе образования магм за счет частичного плавления. Все эти категории изменений важны при рассмотрении как современного состава мантии, так и ее динамического поведения в течение геологического времени.

Обращаясь к главным геологическим циклам, изображенным на рис. 8-6 можно вспомнить, что базальтовые магмы наблюдающегося интервала составов, возникающие под срединно-океаническими хребтами за счет частичного плавления пиролита, представляют собой особый класс фазовых превращений (гл. 4 и 5). Раздвижение образующихся в результате дифференциации литосферных плит в стороны от срединно-океанического хребта, очевидно, становится возможным за счет другого фазового превращения (вызванная давлением дегидратации амфибола). Это обу-

словливает начало плавления, возникающего на глубинах 70—80 км, что обеспечивает плитам подложку с малой вязкостью, на которой они скользят (гл. 4 и 6). Когда плиты погружаются в мантию под океаническим желобом, происходит следующая серия превращений. В коре мафического состава зеленые сланцы превращаются в амфиболиты, базальт и амфиболит — в эклогит, а серпентиниты в то же время подвергаются целому ряду реакций дегидратации. Все это сопровождается или сменяется второй стадией частичного плавления в пределах как прежней океанической коры, так и лежащего выше мантийного клина, что ведет к генерации магм орогенного типа (гл. 7 и 8).

Эти примеры свидетельствуют о всепроникающей роли, которую играют фазовые превращения в процессе возникновения и исчезновения литосферных плит. Но каков же механизм перемещения плит? Возможная роль фазовых превращений в регулировании и приведении в действие этого механизма заслуживает исследования. В гл. 11—14 был сделан обзор превращений твердых фаз, которые происходили согласно ранним представлениям Бёрча о переходной зоне. При погружении литосферных плит на глубину около 300 км или более, происходят фазовые превращения, которые сопровождаются соответствующими изменениями физических свойств. В настоящей главе будет рассмотрена возможность влияния этих изменений на механизм, приводящий в движение плиты. Здесь будут обсуждаться также другие аспекты роли фазовых превращений в динамике мантии.

Несмотря на то, что теории спрединга и тектоники плит пользуются большим успехом при объяснении поведения и эволюции земной коры, природа механизма, который приводит в действие процесс спрединга далека от того, чтобы быть понятой. Как правило, соглашаются, что этот механизм представляет собой форму «тепловой конвекции», действующей в пределах системы мантия—кора, хотя следует напомнить, что этот термин используется в его самом широком смысле.

В литературе имеются многочисленные утверждения, что эффект фазовых превращений будет способствовать или препятствовать конвекции в мантии. Какое из этих утверждений правильно, зависит от частного механизма конвекции, который рассматривается¹. Ранее широко обсуждались² два основных типа теорий конвекции. Первые исследователи утверждали, что в мантии происходят крупномасштабные конвективные течения. Эти течения перемещают пассивные литосферные плиты за счет вязкости и неизбежно затягивают их вниз в мантию под океаническими желобами. Согласно более поздним гипотезам холодные литосферные плиты погружаются в мантию за счет их большей плотности и обеспечивают, таким образом, движущую силу для цикла спрединга. Далее эти гипотезы будут последовательно рассмотрены.

¹ Knopoff [1964]; Verhoogen [1965].

² McKenzie [1969, 1972].

15-2. КОНВЕКЦИОННЫЕ ТОКИ И ТЕОРИЯ ПАССИВНОЙ ПЛИТЫ

Теории такого рода были предложены в многочисленных работах¹. Схема этого механизма приведена на рис. 15-1. В большинстве моделей принимается, что мантия под литосферой ведет себя как ньютоновская жидкость², обладает постоянной вязкостью и, что конвекция начинается в соответствии с критерием граничной стабильности, даже если адиабатический градиент больше бесконечно малой величины. Обычно принимается, что конвекционные ячейки располагаются между основанием литосферы и границей ядро—мантия. Срединно-океанические хребты отмечают места поднятия и дивергенции конвекционного тока и очаги возникновения новой океанической коры. Пассивные литосферные плиты перемещаются на поверхности потоков за счет вязкости и, наконец, затягиваются вниз в мантию под океаническими желобами, которыми отмечаются нисходящие края конвекционной ячейки. Ранкорн отстаивает точку зрения, согласно которой система конвекции такого типа должна приводить к образованию отрицательной аномалии силы тяжести над восходящим краем ячейки и положительных аномалий над нисходящим. На основании анализа гармоник низкого порядка для гравитационного поля Земли, Ранкорн пришел к выводу, что различие в температурах восходящего и нисходящего токов очень мало, порядка 1° С. Однако, как указал Маккензи [1968], Ранкорн не учел гравитационного эффекта, связанного с поднятием коры над восходящим током, что ведет к образованию положительной аномалии силы тяжести, которая стремится свести на нет отрицательную аномалию, обусловленную дефицитом плотности в пределах поднятия. Маккензи оценил, что если ввести соответствующую поправку за поднятие (т. е. в области срединно-океанического хребта), то различие температур восходящего и нисходящего токов оказывается больше и может составлять от 10 до 20°С. Тем не менее, в терминах приводимого ниже обсуждения это различие остается все еще очень небольшим. Более того, Маккензи не рассматривал подповерхностное строение срединно-океанического хребта, из анализа которого видно, что поднятие в рельефе изостатически компенсируется на глубинах менее 100 км располагающимися глубоко корнями этого хребта, имеющими низкую плотность (см. рис. 2-8, 2-9)³. Если соответствующим образом принять во внимание влияние этого эффекта, то сделанная Маккензи оценка величины перегрева поднимающегося с большой глубины конвекционного тока, и составляющая 20°С под срединно-океаническим хребтом, должна быть существенно уменьшена.

¹ Holmes [1931]; Hales [1936]; Pekeris [1935]; Vening Meinesz [1947; 1962]; Hess [1955, 1962]; Runcorn [1963, 1965]; Griggs [1939].

² Однако Григгс предложил теорию циклических конвекционных токов, в основе которой лежало допущение о существовании небольшой, но имеющей конечное значение прочности в мантии.

³ Sclater, Francheteau [1970].

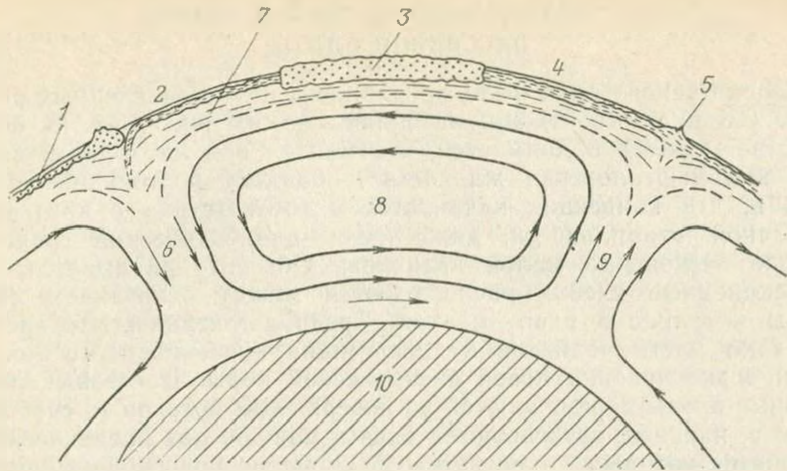


Рис. 15-1. Схема теории пассивных плит, в соответствии с которой литосферные плиты перемещаются конвекционными токами, захватывающими всю мантию в условиях близких к аднабатическим.

1 — островная дуга; 2 — глубоководный желоб; 3 — континент; 4 — океан; 5 — срединно-океанический хребет; 6 — более холодный поток; 7 — литосфера; 8 — мантия; 9 — более горячий поток; 10 — ядро

Конвекционные токи этого типа, приводимые в движение сверхаднабатическими температурными градиентами, которые составляют менее $0,01^\circ\text{C}/\text{км}$, воздвигают значительные трудности при объяснении проникновения литосферной плиты в переходную зону¹, особенно в области сейсмической неоднородности на глубине 400 км. Градиент dP/dT для фазового перехода оливин — β — шпинель составляет, очевидно, около 30 бар/ $^\circ\text{C}$ (см. разд. 11-2 и 11-3). Количественные данные по фазовому переходу пироксен — гранат отсутствуют, но комбинация результатов по обеим группам показывает, что градиент, по меньшей мере, невелик и имеет отрицательное значение². Для простоты в приводимом ниже рассуждении будет сделано допущение, что оба фазовых перехода происходят на одной и той же глубине и эквивалентны одному фазовому превращению первого порядка с положительным градиентом dP/dT равным 30 бар/ $^\circ\text{C}$.

Ситуация в окрестностях неоднородностей на глубинах 650 и 800 км более сложная. Градиент, необходимый для перехода Mg_2SiO_4 в окислы оценивается величиной³ — 13 бар/ $^\circ\text{C}$. Однако эта оценка, возможно, неправильна, поскольку основана частично на завышенной оценке фазового перехода $\alpha \rightarrow \gamma$ для Mg_2SiO_4 , поэтому после принятия для него более реального значения (см. разд. 11-1) и использования более поздних термодинамических данных было установлено, что градиент dP/dT для перехода

¹ Knopoff [1964]; Verhoogen [1965].

² Ringwood [1967]; Kushiro, Syono, Akimoto [1967]; Akimoto, Syono [1972].

³ Ahrens, Syono [1967].

Mg_2SiO_4 (структура нормальной шпинели) в $MgO + SiO_2$ (стишовит) очень близок к нулю. Однако это значение может быть слишком мало. По данным экспериментального исследования перехода Mg_2SnO_4 (структура шпинели) в $MgO + SnO_2$ (структура рутила), которое было проведено в соответствии с используемой моделью Mg_2SiO_4 градиент составляет $+40$ бар/°С. Большая величина этого градиента связана с дополнительной конфигурационной энтропией Mg_2SnO_4 (структура шпинели), что обусловлено обратимым характером ее фазовых превращений¹. Этот характер фазовых превращений в высокой степени присущ шпинели Mg_2SiO_4 , обратимы также превращения Mg_2TiO_4 , в то время как для Mg_2GeO_4 фазовые превращения обратимы лишь частично². Ранее приводились свидетельства того, что при температуре выше 1200° для шпинели Fe_2SiO_4 возрастает степень разупорядоченности структуры и обратимости фазовых переходов (см. также разд. 11-1). Известно, что многие шпинели имеют нормальное распределение катионов при низких температурах, но при высоких температурах степень разупорядоченности их структур возрастает. Кажется весьма вероятным, что шпинель Mg_2SiO_4 при высоких температурах будет вести себя аналогичным образом³. Умеренная степень разупорядоченности структуры (например, 20%) должна оказывать сильное влияние на наклон линии реакции распада на окислы, делая его более положительным. Если рассматривать всю совокупность факторов, то для этой реакции градиент примерно $+20$ бар/°С не кажется невероятным. Возможно также, что фазовый переход в δ - Mg_2SiO_4 может либо предшествовать реакции распада на окислы, либо следовать за ней (см. разд. 11-4 и 14-3). Для Mg_2GeO_4 β - δ -фазовый переход происходит при градиенте dP/dT равном 22 бар/°С, а соответствующее превращение для Mg_2SiO_4 , возможно, будет иметь место при низком значении градиента⁴. Для других основных фазовых переходов на глубинах порядка 100—800 км, в которых участвует гранат, градиент неизвестен. Учитывая существование значительных неопределенностей и ради простоты дальнейших рассуждений принимается, что все фазовые переходы в области глубин 650—800 км объединяются в один переход первого порядка на глубине 650 км с градиентом $+20$ бар/°С.

Скрытая теплота, выделение которой сопровождает фазовые переходы на глубинах 400 и 650 км, создает трудности для возникновения конвекционных токов⁵. Обращаясь к уравнению Клайперона $dP/dT = \Delta H/T\Delta v$, скрытая теплота ΔH фазовых переходов в областях неоднородностей на глубинах как 400, так и 650 км бу-

¹ Jackson, Liberman, Ringwood [1974].

² Dacheille, Roy [1960].

³ Jackson, Liberman, Ringwood [1974].

⁴ Morimoto et al. [1969].

⁵ Knopoff [1964]; Verhoogen [1965]; противоположного взгляда придерживается Шуберт и др. [1975].

дет составлять около 25 кал/г, а всего около 50 кал/г для всей переходной зоны.

Адиабатический градиент может быть легко рассчитан для области фазовых переходов¹. В предельном случае одной фазы, когда совершается моновариантный фазовый переход, адиабатический градиент равен градиенту фазового перехода. Для главных фазовых превращений в мантии его величина будет составлять 10—15 °C/км. В многокомпонентной системе и в присутствии других фаз адиабатический градиент, определяемый как $(\partial T/\partial r) = \alpha g T/C_p$ (уменьшается (α — коэффициент теплового расширения, g — ускорение силы тяжести и C_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении)). Если ΔT — температурный интервал фазового перехода, в приведенное выше уравнение можно подставить эффективное значение теплового расширения $\alpha' = \Delta v/v\Delta T$ и эффективную величину удельной теплоемкости $C_p = \Delta H/\Delta T$. Оценки, сделанные с помощью этих величин, дают значение адиабатического градиента, равное около 4 °C/км в окрестностях зоны главных фазовых переходов, что примерно в 10 раз больше «нормального» адиабатического градиента. Таким образом, распределение адиабатических температур в переходной зоне имеет вид, показанный на рис. 15-2. Для того, чтобы началась конвекция в соответствии с критерием граничной стабильности, требуется сверхадиабатический градиент, а он может возникнуть и установиться только за счет теплопроводности. Условия непрерывности теплового потока требуют, чтобы распределение теплопроводности количественно было похожим на изображенное на рис. 15-2, где в направлении поперек области фазовых переходов она должна меняться в 10 раз, что весьма маловероятно.

Во избежание этих трудностей следует отбросить критерий граничной стабильности и сделать допущение, что существует значительный сверхадиабатический градиент на протяжении большого интервала глубин либо выше, либо ниже переходного слоя. Только при этом условии может быть преодолено препятствие, связанное со скрытой теплотой фазового перехода². В соответствии с оценкой этой величины в мантии (в сумме 50 кал/г), произведение сверхадиабатического градиента T °C/км на глубину r конвектирующего слоя должно составлять, по меньшей мере, 200 °C. Для существования конвекционной ячейки, простирающейся от верхней мантии до основания нижней мантии требуется, чтобы в нижней мантии сверхадиабатический градиент составлял 0,1 °C/км. При меньших размерах ячейки сверхадиабатический градиент должен быть соответственно выше.

Модель конвекционных ячеек, изображенных на рис. 15-1 и приводимых в движение в основном сверхадиабатическими градиентами, встречается с двумя трудностями. Во-первых, для существования конвекции в этих условиях средняя разность температур

¹ Ringwood [1958]; Tozer [1959]; Verhoogen [1965].

² Verhoogen [1965]; Schubert, Turkotte [1971].

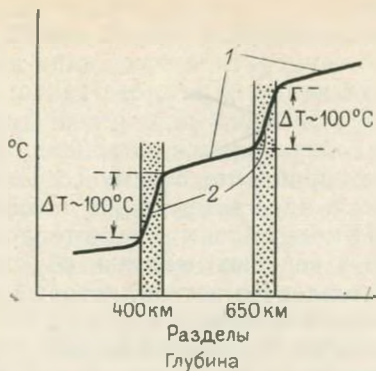


Рис. 15-2. Изменение адиабатического градиента в пределах переходной зоны.

Вне масштаба, по данным Риягвуда [1972].

1 — нормальный адиабатический градиент $\sim 0,5^\circ \text{C}/\text{км}$; 2 — увеличенный адиабатический градиент $\sim 5^\circ \text{C}/\text{км}$

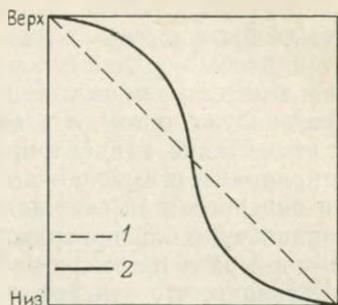


Рис. 15-3. Схема вертикального распределения температур в мантии после конвективного обращения слоев (2), сменившего первичное сверхадиабатическое распределение (1), которое требовалось, чтобы началась конвекция

между восходящими и нисходящими потоками должна достигать 200°C . Это привело бы к возникновению региональных аномалий силы тяжести на уровне земной поверхности, которые были бы гораздо больше наблюдаемых¹. Во-вторых, возникает проблема восстановления сверхадиабатического температурного градиента за счет теплопроводности после завершения половины цикла конвекции (рис. 15-3). Время t , требуемое на этот процесс, составляет $t = r^2/4\pi K$. Если диффузионная теплопроводность $K = 0,01$ и $r = 3000$ км, то $t = 2,5 \cdot 10^{10}$ лет, что в 5 раз больше возраста Земли. Таким образом, за время существования Земли мог пройти лишь один цикл конвекции². Ферхуген [1954] предположил для преодоления этой трудности обратиться к теплу, поступающему из ядра за счет теплопроводности или за счет радиоактивного распада глубоко в мантии. Это кажется невозможным. Если конвекционные токи движут литосферные плиты с наблюдаемыми скоростями от 1 до 10 см/год, то характерное время конвекционного цикла должно быть порядка 10^8 лет. Условие увеличения температуры нижней мантии на 200°C в течение этого периода за счет радиоактивного распада требует, чтобы содержание U, Th и K превосходило в 10 раз уровень содержания этих элементов в хондритах, что кажется совершенно невозможным по некоторым геохимическим соображениям. Более того, если бы тепло генерировалось с такой скоростью в нижней мантии и переносилось бы конвекцией в верхнюю мантию, то близповерхностный тепловой поток должен был бы

¹ Runcorn [1963, 1965]; McKenzie [1968].

² Brooks [1954].

в 10 раз превосходить наблюдаемую величину. Точно также, если бы самые низы мантии нагревались на 200°C каждые 10^8 лет за счет источников тепла в ядре, то температура всего ядра должна была бы повыситься на ту же величину. Для этого также требуется, чтобы среднее содержание U, Th и K в ядре в целом было выше, чем в 10 раз по сравнению с содержанием в хондритах. И это не говоря уже о том, что возникает проблема, почему U, Th и K так эффективно концентрировались в ядре вопреки их литофильной природе¹, а выделенное в таких количествах в ядре тепло, будучи перенесено за счет конвекции в верхнюю мантию, обусловит возникновение близповерхностного теплового потока, который примерно в 3 раза превысит наблюдаемую величину.

Очевидно, что эти довольно простые модели конвекции в мантии должны быть отвергнуты, а рассматривать следует более сложные, но возможно, более реалистичные модели. Оксбург и Таркотт [1968] предложили модель ламинарной ячеистой конвекции, при которой существование значительных температурных градиентов ограничено тонким высокотемпературным слоем, примаикающим к горизонтальной границе ячеек и тонкими восходящими тепловыми струями на вертикальных границах между ячейками. При этом принимается, что ядро каждой конвекционной ячейки очень вязкое и однородное по температуре². Тем не менее, модели этого типа представляют собой чрезмерные упрощения, так как в них пренебрегается зависимостью вязкости от температуры или возможным пластичным течением в мантии, либо обоими факторами. Качественно оба эти фактора, вероятно, оказывают эффект концентрации зоны перемещений даже в еще более узких вертикальных струях чем те, которые рассматриваются Оксбургом и Таркоттом. По этому типу могут быть построены модели, которые избегают упомянутых выше трудностей, связанных с масштабом времени, поскольку объемы перемещений малы по сравнению с объемом мантии. Таким образом, соответствующие скорости течения (несколько сантиметров в год) могут возникнуть даже в том случае, если лишь ограниченная часть объема всей мантии прошла через конвективный цикл за последние 4,5 млрд. лет.

Тем не менее, если конвективные перемещения этого типа нарушаются фазовыми превращениями в переходной зоне, то разность температур между восходящими струями и окружающей неподвижной мантией порядка 200°C должна оставаться в соответствии с аргументами, высказанными выше. Эту разность можно сравнить с соответствующей разностью в 20°C , полученной Маккензи [1968]

¹ Холл и Марти [1971], а также Льюис [1971], действительно предположили, что большая часть содержащегося в ядре калия сконцентрировалась в ядре, ссылаясь при этом на халькофильную природу этого элемента. Однако Оверсби и Рингвуд [1972] измерили экспериментально коэффициент распределения калия между сульфидом железа и силикатным расплавом и продемонстрировали, что количество калия, входящее в структуру сульфида, незначительно.

² Willson [1963].

из анализа соотношений между конвекцией в мантии, поднятием поверхности и земным гравитационным полем¹.

Для того, чтобы объяснить мощность и строение литосферных плит с обеих сторон срединно-океанического хребта, ширина восходящей струи едва ли может быть меньше 300 км. Если струя такой ширины с температурой на 200°С выше окружающей мантии проникнет глубоко в нижнюю мантию, то должна возникнуть большая отрицательная региональная аномалия силы тяжести. Одной из интересных особенностей, связанных с гравитационным полем Земли, является существование аномалий небольшой амплитуды в свободном воздухе над срединно-океаническими хребтами: это было показано как на основе анализа коротковолнового поля гравитационных аномалий по измерениям с морских судов (см. рис. 2-8), так и длинноволнового поля по измерениям со спутников (см. рис. 15-10). И наоборот, значительные положительные аномалии в свободном воздухе существуют над зонами Беньофа, как коротковолновые, так и длинноволновые (см. рис. 2-10 и 15-10).

В свете приведенных выше рассуждений отсутствие больших отрицательных аномалий над срединно-океаническими хребтами может рассматриваться как свидетельство того, что поднимающиеся потоки вещества не захватывают глубокие части нижней мантии. Область их распространения, скорее всего не спускается глубже нескольких сотен километров или даже менее. Такая интерпретация находится в согласии с гипотезой о том, что восходящие потоки над срединно-океаническими хребтами питаются главным образом горизонтальным потоком в пределах зоны низкой скорости распространения сейсмических волн (см. рис. 8-6).

Эльзассер [1963] предположил, что конвекция ограничена пределами верхней мантии и, что конвекционные ячейки характеризуются очень большой величиной отношения горизонтальных размеров к вертикальным. Однако такие ячейки очень трудно увязать с данными химической и петрологической зональности, которые обсуждались в предыдущих главах. Более того, в противоречии с этой моделью находится интерпретация зоны Беньофа, в соответствии с которой литосфера погружается до глубины 700 км.

15-3. ТЕПЛОВАЯ СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Альтернативные гипотезы состоят в том, что литосферные плиты приводятся в движение не за счет вязкой связи с конвектирующей мантией, а под действием сил гравитации, действующих непосредственно на сами литосферные плиты. Эта гипотеза прибегает к соображениям здравого смысла, хотя, возможно, представляет собой чрезмерное упрощение. Прежде, чем рассматривать ее более

¹ Как уже отмечалось выше, перегрев на 20°С, полученный Маккензи, возможно, представляет собой завышенную цифру, поскольку автор не учел близкую поверхностную изостатическую компенсацию, существующую под срединно-океаническими хребтами.

подробно, необходимо сделать отступление, чтобы обратиться к тепловой истории литосферных плит¹.

Как уже отмечалось, согласно Маккензи первоначально плиты образуются при высоких температурах, существующих в осевой части срединно-океанического хребта. При их раздвижении происходит охлаждение, что вызывает образование областей с высокими значениями теплового потока через океаническое дно по обе стороны от осевой линии срединно-океанических хребтов, а также соответствующее увеличение мощности плит. Ширина области высоких значений теплового потока контролируется временем t , которое определяется длительностью охлаждения плиты из нагретого материала и зависит от мощности L формирующейся плиты.

Приведенные в работе² соотношения между этими величинами выражаются:

$$t = \rho C_p L^2 / \pi^2 K,$$

где ρ — плотность, C_p — удельная теплоемкость и K — теплопроводность.

Если литосферные плиты с обеих сторон срединно-океанического хребта образуются со скоростью v , то область высоких значений теплового потока будет распространяться в стороны примерно на расстояние vt от оси срединно-океанического хребта. Анализ наблюдений над тепловым потоком с учетом рельефа дна и скорости спрединга позволяет получить значение мощности литосферной плиты в пределах от 75 до 100 км³, что хорошо согласуется с мощностью литосферы по данным сейсмологии⁴.

Когда холодные литосферные плиты погружаются в мантию под океаническими желобами, то они сначала нагреваются мантией; при этом передача тепла происходит за счет теплопроводности. Время, необходимое для того, чтобы температурные изменения, происходящие в пограничном слое, стали ощутимы в центре плиты, определяется приведенным выше уравнением, в котором величину L следует заменить на половинное значение мощности плиты.

При $K=0,005$ ед. CGE и $L=4 \cdot 10^6$ см, $t=10^7$ лет, что равно времени, которое требуется для достижения литосферной плитой глубины 700 км⁵ (см. также рис. 15-5). Ключевой результат, который подчеркивался Григгсом [1972], состоит в том, что на этой глубине внутренняя зона литосферной плиты остается намного холоднее окружающей мантии.

Детальные исследования тепловой структуры погружающейся плиты с учетом таких источников тепла, как адиабатическое сжатие (включая теплоту фазовых переходов), вязкую диссипацию в пограничном слое и радиоактивность, были предприняты не-

¹ Elsasser [1967, 1969]; McKenzie [1969, 1972].

² Carslaw, Jaeger [1959].

³ Sclater, Francheteau [1970].

⁴ Kanamory, Press [1970].

⁵ Isaks, Oliver, Sykes [1968].

сколькими авторами¹. Результаты, полученные Григгсом, которые в основном совпадают с данными Маккензи², приведены на рис. 15-4, из которого видно, что температура внутри плиты на глубине 300 км примерно на 1000°С ниже, чем в окружающей мантии, в то время как на глубине 700 км это различие превышает 500°С. Токсоц с сотрудниками согласны, что на глубине 400 км температура внутри плиты намного ниже, чем в окружающей мантии, но считают, что на глубине 700 км достигается тепловое равновесие. Григгс [1972] указывает, то послед-

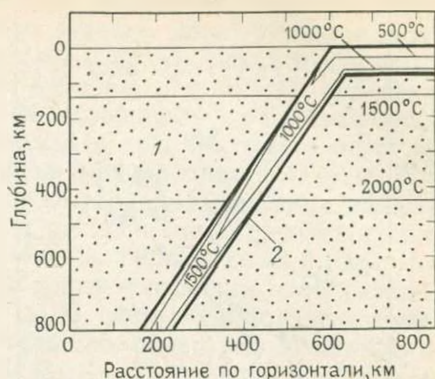


Рис. 15-4. Распределение температур в погружающейся литосфере (2) по сравнению с окружающей мантией (1).

Мощность литосферы составляет 80 км, скорость погружения 8 см/год, теплопроводность плиты 0,005 СГС. Учитывается адиабатический нагрев. По данным Григгса [1972]

днее утверждение представляет собой преимущественно результат переоценки нагрева за счет сдвиговых дислокаций, предполагаемых Токсоцом с сотрудниками [1971]. Эти авторы делают также допущение о довольно высоком значении теплопроводности, обусловленном переносом тепла за счет излучения. Поскольку роль последнего фактора спорна, кажется вероятным, что здесь преувеличено значение нагрева за счет дислокаций сдвига на границе плиты, и что в их модели температуры, возникающие внутри плиты, избыточны. Таким образом, вывод Григгса и Маккензи о том, что внутренние области плиты существенно, а возможно намного, холоднее окружающей мантии на глубине 700 км, кажется более обоснованным, хотя величина этой разности температур остается под сомнением.

Вывод Григгса и Маккензи в значительной мере подкрепляется результатами работы Паскаля с сотрудниками [1973] и Фитча [1975], которые установили, что скорости распространения сейсмических волн в пределах погруженных плит на глубинах от 600 до 700 км в районах о-в Новые Гебриды и впадины Тонга на 3—6% больше, чем в «нормальной» мантии на той же самой глубине. Это обусловлено существованием значительно более низких температур в погружающихся плитах в этом интервале глубин, возможно, в комбинации с фазовыми переходами, которые обсуждаются в следующем разделе.

Айзакс и др. [1968] продемонстрировали, что существует примерно линейное соотношение между длиной сейсмических зон в пределах островных дуг и расчетной величиной скорости смеще-

¹ McKenzie [1969, 1972]; Minear, Toksöz [1970]; Toksöz, Minear, Julian [1971]; Oxburg, Turcotte [1970].

² Для моделей с аналогичными значениями мощности и теплопроводности.

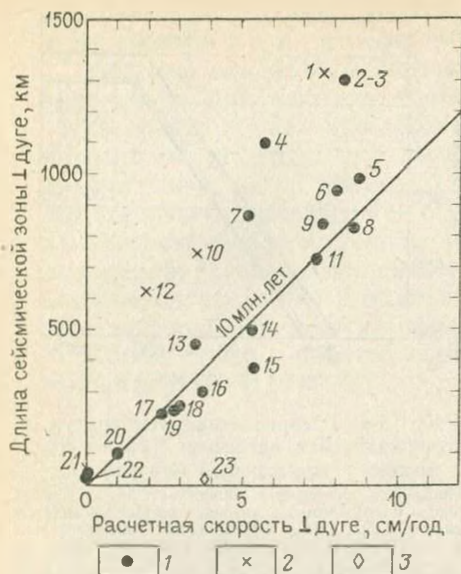


Рис. 15-5. Зависимость длины зоны Бенъофа от расчетных величин скоростей поддвижения для островных дуг и дугообразных структур (1), для необычно глубоких землетрясений (2) и района южного Чили (3).

Эта зависимость показана для условий равномерно протекающего процесса спрединга в течение 10 млн. лет. Из работы Айзакса и др. [1968].

- 1 — о-ва Фиджи; 2-3 — Япония — Маньчжурия; 4 — Южная Америка; 5 — Марианские о-ва и о. Рюкю; 6 — о-ва Новые Гебриды; 7 — Индонезия — 12-17° ю. ш.; 8 — о-ва Филиппины и Палау; 9 — владина Тонга; 10 — Новая Зеландия; 11 — Курило-Камчатская островная дуга; 12 — испанское глубокое землетрясение; 13 — о. Северный, Новая Зеландия; 14 — о-ва Кермадек; 15 — Южная Аляска и восточные о-ва Алеутской дуги; 16 — Центральная Америка; 17 — Мексика; 18 — Андамская дуга; 19 — Южные Сандвичевы о-ва; 20 — о. Южный о. Новой Зеландии и хр. Маккуори; 21 — Алеутские о-ва близ 170° в. д.; 22 — Юго-Восточная Аляска; 23 — южная часть Чили

погружении литосферных плит глубже 700 км, что предполагается из рассмотрения их тепловых свойств.

Возникает вопрос, погружаются ли плиты ниже сейсмической неоднородности на глубине от 650 до 800 км. В обсуждении необратимой петрологической дифференциации мантии, приводившемся в разд. 8-5 и 8-7, перечислены доказательства преимущества интерпретации, согласно которой погружающиеся литосферные плиты, возможно, проникают ниже этой неоднородности в глубокую мантию. Такая интерпретация была бы невозможна, если бы сейсмическая неоднородность на глубине 650 км сопровождалась

в направлении перпендикулярном дуге (рис. 15-5). Наклон линии зависимости соответствует изохроне 10 млн. лет. Единственное объяснение, которое дается в связи с этим фактом, состоит в том, что период длительностью в 10 млн. лет может быть временной константой «ассимиляции» литосферы мантией. Однако приведенные выше тепловые расчеты позволяют предполагать, что это невозможно. Более правдоподобное объяснение было предложено Григгсом [1972], который отстаивал ту точку зрения, что предельная глубина землетрясений представляет собой область, в которой температура литосферы становится слишком высокой для того, чтобы могли проявиться нарушения, сопровождающиеся сейсмическими эффектами (возможно, по причине неустойчивости к сдвиговым напряжениям или хрупкому разрушению). Ниже этой предельной глубины, которая определяется критической величиной отношения минимального значения температуры плиты к температуре плавления, все деформации происходят за счет течения. Эта модель должна быть совместима с представлениями о по-

значительным увеличением отношения Fe/Mg , что ранее доказывалось некоторыми исследователями. Однако доказательства, приведенные в гл. 14, не свидетельствуют в пользу такой интерпретации. Позднее Кумацава и др. [1974] пришел к выводу, что реакция распада Mg_2SiO_4 на $MgO + SiO_2$ (стишовит) на глубине около 650 км будет действовать как тормоз и препятствовать погружению плит через область сейсмической неоднородности. Однако этот вывод основывается на более ранних термодинамических данных, когда предполагалось, что реакции распада соответствует отрицательный градиент dP/dT . В свете более поздних данных в разд. 15-2 автор пришел к заключению, что соответствующий этой реакции градиент скорее всего положителен. В следующем разделе будет показано, что последнее обстоятельство облегчает прохождение погружающейся плиты через область неоднородности. Действительно, существование положительного градиента dP/dT фазовых переходов в этом интервале глубин в комбинации с заметной разницей в скоростях сейсмических волн между плитой и мантией на глубине от 600 до 650 км — веские аргументы в пользу того, что плиты действительно погружаются ниже области неоднородности.

15-4. ТЕОРИЯ АКТИВНЫХ ПЛИТ

Теперь можно вернуться к гипотезам¹, в соответствии с которыми перемещения плит обусловлены гравитационными силами, действующими на них непосредственно. Сами плиты рассматриваются как активные элементы, а астеносфера при этом играет в основном пассивную роль. Ранее было высказано предположение, что движения плит такого рода обусловлены комбинацией двух эффектов: 1) давлением, направленным в сторону от срединно-океанического хребта и 2) силами растяжения, которые возникают при погружении плотной литосферы в мантию под океаническими желобами. Между этими двумя областями литосфера выступает как проводник напряжений. Вариации скорости перемещения плит от места к месту интерпретируются как обусловленные комбинацией эффектов сил различной величины, действующих на края плит.

Схематическое изображение этой модели представлено на рис. 15-6. Срединно-океанические хребты приподняты, что вызвано высокими температурами и их частично расплавленным состоянием; в то же время мощность литосферы увеличивается в сторону от хребта на дистанции, соизмеримой с шириной зоны высоких значений теплового потока, так что основание плиты имеет значительный уклон по отношению к горизонтальной поверхности. Ясно, что плиты будут иметь тенденцию к соскальзыванию вниз по наклону и оказывать давление на остальную литосферу, стремясь сдвинуть ее по поверхности размягченной, почти расплавленной астеносферы. Эта ситуация была проанализирована Хейлзом [1969] и Якоби [1970], которые показали, что при разумных до-

¹ Elsasser [1967, 1969].

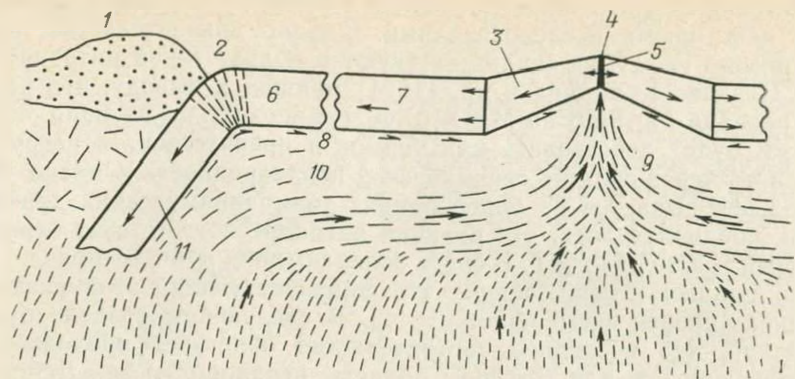


Рис. 15-6. Схема перемещения плит под действием гравитационных сил выталкивания — комбинация погружения плотной литосферы под глубоководным желобом и соскальзывания литосферной плиты по склону срединно-океанического хребта.

Инъекция магмы вдоль оси хребта способствует расталкиванию плит в стороны. Между хребтом и желобом литосфера является проводником напряжений. Схема иллюстрирует идею, предложенную Эльзассером, Хэйлом и Ллибутри. Вне масштаба. 1 — островная дуга; 2 — глубоководный желоб; 3 — кора, соскальзывающая по склону хребта; 4 — срединно-океанический хребет; 5 — дайка базальта; 6 — литосфера; 7 — распространение напряжений; 8 — вязкое сопротивление; 9 — частичное плавление в поднимающейся колонне; 10 — частично расплавленная зона низких скоростей распространения сейсмических волн; 11 — плотная погружающаяся литосфера. Вне масштаба

пушениях, касающихся вязкости астеносферы и строения литосферных плит, возникающие силы могут быть достаточны для того, чтобы в условиях вязкого сопротивления астеносферы плиты двигались со скоростями порядка нескольких сантиметров в год.

Ллибутри [1969] указал на другой фактор, который увеличивает давление со стороны срединно-океанического хребта. Диapiroвое поднятие под хребтом сопровождается частичным плавлением, которое ведет к непрерывным инъекциям базальтовой магмы вдоль глубоких трещин, образующихся вдоль оси хребта. Эти сильно приподнятые дайки, выполненные базальтовым материалом, в гидростатических условиях оказывают давление на плиты, которое направлено в обе стороны от хребта. Хейлз, Якоби и Ллибутри оценили, что в глобальном масштабе энергия, возникающая при действии этого механизма, превышает ту, которая высвобождается при землетрясениях.

Пока речь идет о силах, действующих в направлении от хребтов и достаточных для того, чтобы сдвинуть плиты по поверхности астеносферы, но они не объясняют погружение литосферы в мантию под океаническими желобами. В том случае, если движение плит по поверхности Земли началось, этот процесс имеет решающее значение и может оказаться, что механизм погружения литосферы в основном контролирует скорость перемещения плит. При отсутствии механизма погружения не будет процесса спрединга или дрейфа континентов.

Выше уже обсуждалось предположение¹, что погружение плит контролируется гравитационным механизмом. В соответствии с этой точкой зрения литосфера погружается в мантию под океаническим желобом просто потому, что она значительно плотнее. В этом разделе будет сделана оценка в первом приближении вклада фазовых превращений в разность плотностей погружающейся плиты и окружающей мантии, а, следовательно, будет выявлена главная причина погружения литосферы.

Ранее уже отмечалось, что из-за высокой тепловой инерции (относительно скорости погружения) температура внутренних областей плиты, возможно, на 1000°C ниже окружающей мантии на глубине 400 км и, возможно, на 500°C или более на глубине 700 км (рис. 15-7). Вследствие этой значительной разницы температур погружающаяся плита способна с легкостью преодолеть барьер скрытой теплоты фазового перехода, возникающий за счет фазовых превращений в переходной зоне, как об этом говорилось выше. Парадоксально, но если погружающийся материал имеет достаточно низкую температуру, то проходя через зону фазового перехода он содействует погружению плит путем увеличения разности плотностей, а это часто обеспечивается положительным градиентом соответствующих превращений. Этот эффект отмечался многими авторами, но его значение, как правило, не может быть полностью оценено, пока не установлено реальное значение разности температур между погружающейся плитой и окружающей мантией².

Графически этот эффект представлен на рис. 15-7, где можно видеть, что основные фазовые переходы в мантии происходят на гораздо меньших глубинах в погружающейся плите из-за более низких температур. При допущении, что градиенты фазовых превращений на глубинах около 400 и 650 км составляют 30 и 20 бар/ $^{\circ}\text{C}$ соответственно, в погружающейся плите сейсмическая неоднородность на глубине 400 км должна сместиться вверх примерно на 100 км, в то время как неоднородность на глубине 650 км

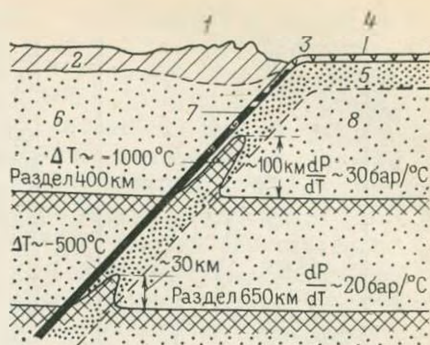


Рис. 15-7. Упрощенная схема возможных соотношений между погружающейся литосферной плитой и фазовыми превращениями.

ΔT — максимальная разность температур между внутренними частями погружающейся плиты и «нормальной» мантией на данной глубине. Схема составлена без соблюдения масштаба. По данным Рингвуда [1971, 1972]. 1 — островная дуга или окраина континента; 2 — кора; 3 — глубоководный желоб; 4 — базальт и амфиболит; 5 — литосфера; 6 — мантия; 7 — эклогит; 8 — астеносфера

¹ Elsasser [1961, 1969]; см. также рис. 10 из работы Ringwood, Green [1969].

² Vening, Meinesz [1962]; Verhoogen [1965]; Isacks, Molnar [1969, 1971]; Schubert, Turcotte, Oxburg [1970]; Schubert, Turcotte [1971]; Ringwood [1971, 1972]; Griggs [1972].

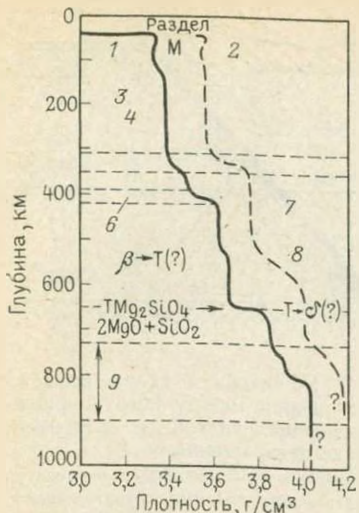


Рис. 15-8. Сравнение «плотностей при нулевом давлении» возможных минеральных ассоциаций эклогита и пиrolита по мере роста глубины в мантии, при условии постоянства температуры, в 0°C . Переработанный вариант схемы Рингвуда [1967].

1 — перидотит; 2 — эклогит; 3 — гранат; 4 — пиrolит; 5 — переход пироксен — гранат; 6 — оливин; 7 — гранатит; 8 — переход гранат — CaSiO_3 со структурой перовскита; 9 — переход в ильменит, перовскит, феррит кальция и другие плотные структуры

литосферные плиты погружаются в мантию. При этом было показано, то базальт термодинамически нестабилен по сравнению с эклогитом даже вблизи поверхности. Однако из-за кинетических соображений переход в эклогит не может происходить, пока температура не достигнет нескольких сотен градусов. На глубине около 300 км эклогит должен превращаться в более плотный гранатит¹, что еще больше увеличит разность плотностей с окружающей мантией (рис. 15-8). Как обсуждалось в гл. 8, фазовый переход базальт-эклогит может играть важную роль в инициировании погружения литосферной плиты в мантию.

Строение погружающейся литосферной плиты показано на рис. 15-7. Из-за своей высокой плотности, частично обусловленной фазовыми превращениями и относительно низкой температурой, эта структура обуславливает увеличивающуюся к поверхности положительную гравитационную аномалию, величина которой составляет около 10 мгал (см. рис. 2-10), и наличием которой характе-

поднимется примерно на 30 км. В зонах перемещения обусловленная фазовыми переходами разность плотностей между погружающейся плитой и окружающей мантией должна составлять около 6—8%. Эта величина сравнима с разностью плотностей 1—2% на глубинах 300 и 650 км, что вызвано просто тепловым объемным эффектом в результате более низких средних температур в погружающейся плите. Таким образом, фазовые превращения играют главную роль в механизме погружения литосферы на глубинах более 300 км.

Значительную роль в погружении литосферных плит будет играть также превращение ультраосновной океанической коры в эклогит, так как его плотность ($\rho = 3,45\text{—}3,60 \text{ г/см}^3$) намного превышает плотность пиrolита или мантийного перидотита ($\rho = 3,28\text{—}3,40 \text{ г/см}^3$). Значение этого перехода всесторонне обсуждалось Рингвудом и Гринном [1966], которые предположили, что он может быть функцией тектонического механизма, в результате действия которого

¹ См. разд. 12-3 и работу Ringwood [1967].

ризуются системы островная дуга — глубоководный желоб¹. Другой важный эффект заключается в том, что скорость распространения сейсмических волн вдоль погружающейся плиты существенно выше по сравнению с окружающей «нормальной» мантией. Эти скорости, измеренные в сложенных плотными фазами вытянутых зонах, распространяющихся вверх по литосферным плитам от сейсмических неоднородностей на глубинах 400 и 650 км, должны быть в среднем на 1 км/с больше, чем в окружающей мантии. Сделанный в разд. 8-2 обзор сейсмических данных действительно показывает, что скорости продольных и поперечных сейсмических волн вдоль оси погружающейся плиты намного больше, чем в окружающей «нормальной» мантии. Отсюда возникает заманчивая перспектива расчета распределения температур с глубиной в погружающейся плите при условиях точных измерений времен вступлений сигналов от землетрясений с различных глубин в пределах литосферных плит совместно с измерениями градиентов соответствующих фазовых превращений².

15-5. ФАЗОВЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ И ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Исследования механизмов возникновения землетрясений в погружающихся литосферных плитах показывают, что основные напряжения развиваются в пределах плит и параллельно направлению погружения³. Многие землетрясения, эпицентры которых располагаются на промежуточных глубинах, свидетельствуют о существовании растягивающих напряжений, но землетрясения, возникающие на глубинах более 300 км, показывают, что погружающиеся плиты находятся в состоянии сжатия (рис. 15-9). На глубинах от 300 до 500 км, между областями зарождения промежуточных и глубоководных землетрясений, иногда обнаруживаются зоны малой частоты их возникновения. Айзакс и Молнар [1969, 1971] интерпретировали эти наблюдения как доказательство в поддержку модели, в соответствии с которой плиты погружаются под действием гравитационных сил, возникающих за счет их большей плотности. Обращаясь к рис. 15-9 можно видеть, что землетрясения, связанные с растягивающими напряжениями, возникают непосредственно выше вытянутой зоны фаз высокой плотности, протягивающейся вверх от сейсмической неоднородности на глубине 400 км. Большой избыток плотности, ассоциирующийся с этим образованием, может обуславливать растяжения на глубинах менее 300 км.

Напряжения сжатия в пределах погружающейся плиты на глубинах более 300 км могут быть обусловлены большими излишками плотности, возникающими за счет фазовых переходов⁴. Воз-

¹ Oxburg, Turcotte [1970]; Morgan [1965]; Griggs [1972]; Hatherton [1969].

² Griggs [1972].

³ Sykes [1966]; Isacks, Molnar [1969, 1971]; Isacks, Sykes, Oliver [1969].

⁴ Isacks, Molnar [1969, 1971].

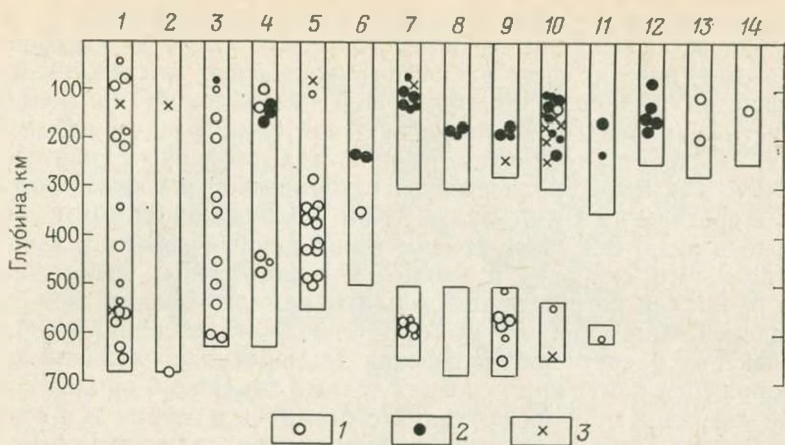


Рис. 15-9. Напряжение, возникающее при погружении плиты по данным исследования фокального механизма землетрясений, представленное как функция глубины для различных островных дуг.

Для дуг, характеризующихся неоднородной сейсмической активностью с глубиной, заметен перерыв в зоне активности на промежуточных глубинах.

Землетрясения, связанные с разгрузкой напряжений: сжимающих (1), растягивающих (2) и прочие (3)

1 — впадина Тонга; 2 — Марианская дуга; 3 — о. Северный Хонсю; 4 — Курильские о-ва; 5 — Идзу-Бонинский желоб; 6 — о-ва Кермадек; 7 — Чили; 8 — Филиппинские о-ва; 9 — о-ва Сунда; 10 — о-ва Новыя Гебриды; 11 — Новая Зеландия; 12 — Центральная Америка; 13 — о. Рюкю; 14 — Алеутские о-ва

никновение сжимающих напряжений требует также соответствующего сопротивления движению плиты вниз. Айзакс и Молнар [1971] рассматривают два альтернативных источника такого сопротивления.

1. Если бы плита была неспособна проникнуть ниже сейсмической неоднородности на глубине 650 км, то действующие на нее силы выталкивания возникали бы на этом уровне глубин и вызвали бы в плите напряжения сжатия. Невозможность проникновения ниже зоны фазовых переходов может быть обусловлена либо изменением химического состава (например, увеличением отношения Fe/Mg) на этой глубине или возникновением отрицательного градиента dP/dT в зоне фазового превращения, который будет причиной эффекта плавучести (аналогично тому, который иллюстрируется на рис. 15-7, но противоположно направленного). Ранее мы уже рассматривали свидетельства, относящиеся к реализации этих возможностей и отвергли их (гл. 11, 12 и 14). Более того, Григгс [1972] указывал, что от тонких пластины литосферы, заторможенных при их погружении, трудно ожидать, чтобы вдоль них распространились напряжения сжатия на сотни километров вверх. Скорее всего плиты будут испытывать складчатость с небольшой длиной волны, признаки существования которой отсутствуют или незначительны. Сжатие, которое часто наблюдается в плитах, не достигших, очевидно, уровня сейсмической неоднородности на глубине 650 км, также трудно увязать с этим объясне-

нием. Наконец, ранее были перечислены геохимические и петрологические свидетельства, которые позволяют предположить, что плиты погружаются ниже уровня 650 км (разд. 8-7). Перечисленные трудности дают основания отвергнуть рассматриваемое объяснение и обратиться ко второму, предложенному Айзаксом и Молнарор [1971].

2. Сопротивление погружению представляет собой просто результат увеличения прочностных свойств мантии с глубиной (до 650 км). Таким образом, сопротивление действует на поверхность плиты за счет вязкой связи с окружающей «нормальной» мантией. Эта интерпретация в настоящее время предпочтительна.

Фазовые изменения могут оказывать и косвенные влияния на распределение прочности, поскольку механические свойства частично контролируются кристаллической структурой минеральных фаз, существующих на различных глубинах. Ранее было показано, что фазовые изменения на глубинах от 650 до 800 км обусловлены переходом шпинели и граната в ассоциацию минералов с большими плотностями, которая скорее всего содержит от 15 до 30% периклаза (см. рис. 14-4). Существование такого количества периклаза в нижней мантии, возможно, будет оказывать решающее влияние на механические свойства в этом интервале глубин. Периклаз обладает меньшей прочностью и более пластичен по сравнению с силикатами верхней мантии. При низком давлении (сравните, например, свойства периклаза¹ и оливина²), это соотношение может сохраняться также при высоких давлениях в мантии на глубинах более 700 км. Таким образом, нижняя мантия может иметь меньшие вязкость и предел прочности, чем вышележащие области недр на глубинах от 200 до 700 км. Это обстоятельство должно облегчить погружение плит в пределах данной области глубин и, возможно, именно с этим связано отсутствие глубокофокусных землетрясений глубже 700 км. Оно не противоречит также возможности существования конвекции в нижней мантии.

Ранее часто предполагалось³ что глубокофокусные землетрясения и землетрясения с промежуточной глубиной зарождения могут вызываться фазовыми превращениями. До сих пор существуют две причины, препятствующие принятию этой гипотезы. Во-первых, трудно понять, как может фазовый переход в мантии осуществляться достаточно быстро для того, чтобы вызвать землетрясение. Во-вторых, проведенный по сейсмограммам землетрясений анализ времен вступлений указывает скорее на сдвиговый характер нарушений, а не на механизм точечных взрывов, направленных внутрь или наружу, чего следовало бы ожидать в соответствии с требованиями гипотез фазовых изменений. При дальнейших исследованиях ни одно из этих возражений не подтвердилось.

¹ Paterson, Weaver [1970].

² Carter, D'Allemant [1970].

³ Bridgman [1945]; Ringwood [1956, 1967]; Evison [1963, 1967]; Denis, Walker [1965].

Для стабильной мантии, где температуры глубже 300 км должны составлять, очевидно, более 1400°C ¹, невозможно предложить адекватную модель быстрого протекания фазовых превращений, так как она требует существования первичного метастабильного состояния, при котором раз начавшись фазовые превращения способны быстро завершаться. Однако при средних температурах мантии скорости реакции настолько велики, что фазовые переходы осуществляются в основном при равновесных условиях и без особого гистерезиса.

Ситуация в корне меняется для мантии в динамическом состоянии. Погружающиеся литосферные плиты могут иметь температуры на 1000°C и более ниже по сравнению с окружающей их мантией (см. рис. 15-4). Скорости реакций меняются с температурой по экспоненциальному закону. Экспериментальные исследования показывают, что фазовые переходы, вызывающие небольшие перестройки в силикатах, которые происходят в мантии в безводных условиях, при температуре 600°C идут чрезвычайно медленно, но уже при температурах от 800 до 900°C приобретают измеримые скорости (неопубликованные наблюдения автора). Более того, в лабораторных условиях скорости реакций могут быть повышены на порядки за счет использования в опытах кристаллов малого размера, а также за счет возникновения сдвиговых напряжений, обусловленных действием приборов, создающих давление. В мантии могут существовать большие недеформированные кристаллы и скорости реакций, возможно, намного ниже, чем наблюдаемые в лаборатории. Хотя соответствующие количественные данные по кинетике очень скудны², кажется вероятным, что при расчетных величинах скорости погружения литосферных плит низкобарные минералы мантии (например, оливин) могут проходить некоторое расстояние в поле равновесия соответствующих высокобарных фаз при условии, что температура погружающейся плиты ниже 700 — 800°C . Как только достигается условие метастабильности, фазовые превращения могут происходить очень быстро (за время менее 1 с) после того, как они начнутся. Таким образом, возникают соответственно быстрые изменения объема, вызывающие землетрясения. В общем случае, чем больше степень метастабильности, тем быстрее будет происходить, однажды начавшись, фазовое превращение. В процессе перенапряжения, вызванного распространением ударных волн³ фазовые превращения могут происходить в течение микросекунд. Более знакомым примером является внезапная «взрывная» девитрификация метастабильного силикатного стекла при температуре близкой к комнатной.

Тепловые исследования показали, что температуры части погружающейся плиты могут быть менее 700°C на глубинах около 400 км (см. рис. 15-4). Возможно, что скорости протекания реак-

¹ Clark, Ringwood [1964].

² Kasahara, Tsukahara [1971].

³ McQueen, Marsh, Fritz [1967].

ций при этих температурах слишком малы для того, чтобы возникло метастабильное состояние, требующееся для превращений базальт — эклогит и эклогит — гранатит в интервале глубин от 100 до 300 км и для превращений оливин — шпинель — β — Mg_2SiO_4 и пироксен — гранат в интервале глубин 300—400 км. Температура в пределах погружающейся плиты на глубине 600 км может оказаться существенно ниже той, при которой возникает метастабильное состояние β — Mg_2SiO_4 и граната, — какой фазы именно, пока менее ясно. Тем не менее, ввиду неопределенностей, связанных с кинетикой фазовых превращений и распределением температур в пределах погружающейся плиты, такую возможность не следует отвергать¹.

Существует и еще эффект, который получил неадекватное истолкование. Совершенно необязательно фазовые превращения должны происходить довольно быстро, чтобы быть основным источником землетрясения. Уменьшение объема мантии в погружающейся плите может происходить за счет фазовых переходов относительно медленно, но тем не менее, быть причиной возникновения значительных напряжений в области, окружающей сжимающийся за счет фазовых превращений объем. Землетрясения, следовательно, могут быть обусловлены подвижками в ответ на напряжения в области, окружающей сжимающийся объем².

Наблюдения над поперечными волнами, составляющими значительный вклад в сейсмическое излучение, возникающее при ядерных взрывах, говорят в пользу способности фазовых переходов генерировать поле сейсмического излучения, воспроизводимое землетрясениями глубокого заложения. Считается, что поперечные волны возникают за счет релаксации напряжений, существовавших ранее в районе, где были взорваны бомбы. Однако это объяснение применимо непосредственно к плите, которая находится в состоянии напряжения, возникшего за счет гравитационных сил, вызванных избыточными плотностями, обусловленными самими фазовыми превращениями (см. рис. 15-7). Другое объяснение происхождения поперечных волн при ядерных взрывах дается в терминах обрушения стенок образовавшейся при взрыве полости, благодаря возникшему полю напряжений³. Здесь усматривается прямая аналогия ситуации, предполагавшейся выше при образовании землетрясений, зарождающихся за счет обрушений под действием нагрузок, развивающихся в области, окружающей объем, который сжимается благодаря фазовым превращениям. Приведенные выше возражения против фазовых переходов как основной причины глубоких и промежуточных землетрясений должны быть пересмотрены. Недавние детальные исследования механизма возникновения землетрясений действительно показали, что частое появление в поле сейсмического излучения компоненты,

¹ Griggs [1972].

² Brigman [1945]; Ringwood [1967].

³ Brune, Pomeroy [1963]; Toksöz, Harkider, Ben-Menaheim [1965].

которая не принадлежит к типу с двойной связью и существование которой совместимо с представлением о ее происхождении за счет фазовых переходов¹. Если глубокофокусные землетрясения представляют собой прямое или косвенное следствие фазовых превращений, то температура погружающихся плит на глубине 700 км должна быть намного меньше по сравнению с температурами окружающей мантии, о чем ранее говорилось в этой главе.

15-6. ДРУГИЕ ЭФФЕКТЫ, СВЯЗАННЫЕ С ФАЗОВЫМИ ПЕРЕХОДАМИ

Вертикальные движения коры. Изучение соотношений между фазовыми переходами и динамическими процессами в мантии находится в начальной стадии и многие области исследования надо разрабатывать. Одна из таких областей касается соотношений между фазовыми превращениями и вертикальными движениями коры. Эта проблема возбудила значительный интерес, когда было высказано предположение, что существование поверхности Моховичича обусловлено фазовым переходом габбро в эклогит. Когда мощная толща осадков помещается в верхней части разреза модельной коры, у нижней границы которой происходит фазовое превращение габбро — эклогит, то давление от осадочной толщи к нижней границе передается сравнительно быстро, в то время как изменения температуры в области этой границы, вызванные экранированием теплового потока осадочной толщиной, передаются за время, более длительное на несколько порядков. Таким образом, кора сначала погружается и с увеличением давления габбро переходит в эклогит, позволяя дальнейшее осадконакопление, что способствует дальнейшему опусканию. Этот процесс, в конце концов, прекращается с ростом температуры, обусловленном экранирующим влиянием осадков; вслед за этим эклогит превращается в габбро и кора поднимается.

Были проведены многочисленные исследования вариаций нестабильности того типа, который был упомянут выше². Даже если гипотеза, в соответствии с которой существование границы Моховичича обусловлено в основном изохимическими фазовыми переходами, окажется нежизнеспособной (разд. 2-4), проведенный выше анализ не потеряет своего значения. Вместо того, чтобы пытаться объяснить вертикальные перемещения с позиций существования границы одного фазового перехода, характеризующегося большим изменением плотности, результаты этого анализа могут быть применены при серии фазовых переходов, сопровождающихся сравнительно малыми изменениями плотности, но распространяющимися на слой мощностью во многие десятки километров. Это более свойственно эволюции коры, где изменения происходят в

¹ Knopoff, Randall [1970]; Randall, Knopoff [1970].

² Mac Donald, Ness [1960]; Wetherill [1961]; Broecker [1962]; Joyner [1967]; O'Connell, Wasserburg [1967].

метаморфических фациях в ответ на вариации P , T и P_{H_2O} , и, в свою очередь, сопровождаются изменениями в плотности (как правило, небольшими, но затрагивающими большие объемы), что выражается в вариациях мощности коры.

Поднятия срединно-океанических хребтов также частично связаны с фазовыми переходами. Увеличение температуры в поднимающемся к поверхности конвекционном токе является причиной перехода пироксена пиролита в менее плотный плагиоклаз пиролита в верхнем слое мощностью 40 км (разд. 6-2, табл. 6-1), что в результате приводит к подъему поверхности¹. Этот эффект усиливается также частичным плавлением и тепловым расширением.

Для Земли в статическом состоянии фазовые превращения на глубине более нескольких сотен километров не могут быть подходящим источником постоянных вертикальных перемещений коры из-за большой величины постоянной времени (более 10^9 лет), характеризующей на этих глубинах изменения температуры, обусловленные теплопроводностью. Однако динамическое поведение мантии, рассматриваемое в тектонике плит, постоянно вызывает большие возмущения температурных полей на глубинах в несколько сотен километров за характерные времена порядка 10^7 — 10^8 лет, особенно в тех местах, где литосферные плиты погружаются в мантию. Эти возмущения температурных полей распространяются за счет теплопроводности и вызывают вариации уровня, на котором происходят основные фазовые превращения. Сопутствующие изменения объема, очевидно, отражаются на положении поверхности и приводят к вертикальным поднятиям или опусканиям больших областей коры. Перемещения континентальных блоков относительно этих глубинных возмущений увеличивают сложность эпейрогенических движений, наблюдающихся на земной поверхности.

Меньшие по масштабу температурные возмущения на глубине могут быть обусловлены вариациями в картине циркуляции в пределах зоны низкой скорости распространения сейсмических волн, а также радиоактивным разогревом, особенно под континентами, которые могут занимать стационарное положение относительно нижележащей мантии в течение длительных периодов времени. Подобные возмущения могут распространяться вниз до уровня сейсмической неоднородности на глубине 400 км за длительные промежутки времени (10^8 — 10^9 лет) и обуславливать небольшие изменения высотного положения коры в континентальных районах.

Фазовые переходы и аномалии силы тяжести. О вкладе фазовых превращений в возникновение аномалий силы тяжести над зоной Беньофа упоминалось в разд. 15-4. Ботт [1971] с тех же позиций обсуждал происхождение глобальных аномалий силы тяжести большой протяженности. Как видно из рис. 15-10, их связь с современным распределением океанов и континентов не очевидна. Хотя некоторые положительные аномалии имеют тенденцию к

¹ Sclater, Francheteau [1970]; Migashiro et al. [1970].

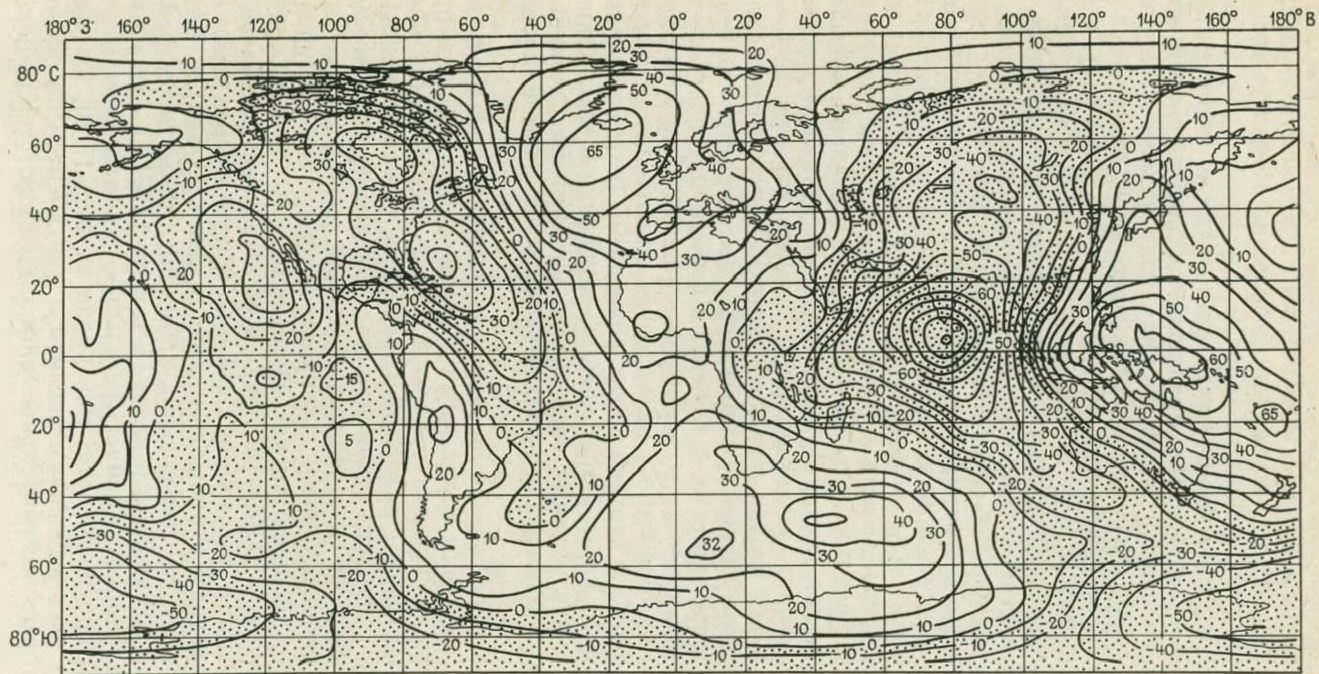


Рис. 15-10. Глобальные ундуляции геоида в изолиниях сечением через 10 м, полученные по результатам расчетов, сделанных методом разложения на сферические гармоники до члена в 20-й степени. Поверхность относимости представлена эллипсоидом со сжатием 1.298.256 (по данным Раппа, 1973). Видны положительные аномалии в районах Тихоокеанского кольца, где происходит погружение литосферы, а отсутствие значительных аномалий коррелируется с системами срединно-океанических хребтов

корреляции с Тихоокеанским кольцевым поясом, где холодная литосфера погружается в мантию, существуют и другие крупные аномалии, которые не связаны с поверхностными или известными глубинными структурами, либо с глобальной картиной распределения теплового потока и сейсмических времен запаздывания¹. Эти наблюдения привели Ботта к выводу, что источник аномалий лежит глубже астеносферы и, возможно, имеет связь с переходной зоной. Ботт показал, что небольшими возмущениями температурного поля (до 20° С на глубине 400 км), благодаря их влиянию на сейсмическую неоднородность на этой глубине, можно объяснить абсолютную величину и масштаб этих аномалий. Возникновение же таких возмущений в динамичной мантии кажется вполне возможным. Ботт считает, что наблюдаемые аномалии силы тяжести накладывают очень строгие ограничения на возможно допустимые флуктуации глубины фазового перехода оливин — β - Mg_2SiO_4 , а это, в свою очередь, показывает, что вариации температуры в горизонтальном направлении на расстоянии более, чем в несколько сотен километров, на этой глубине не могут превышать нескольких десятков градусов.

Развитие неоднородности химического состава мантии. В разд. 14-7 был сделан вывод об отсутствии однозначных доказательств того, что средние атомные веса нижней и верхней мантии значительно отличаются. Таким образом, если рассматривать этот вывод в возможно более крупном масштабе, то доказательства существенного отличия средних химических составов по основным элементам нижней и верхней мантии отсутствуют. С другой стороны, в разд. 8-5 и 8-7 подчеркивалось, что фундаментальный механизм эволюции верхней мантии включает необратимую дифференциацию пиролита ($M=21,3$) на остаточный перидотит ($M=21,0-21,2$) и эклогит ($M \approx 22,0$). Таким образом, рассматривая это явление в меньшем масштабе, можно видеть, что петрологическая эволюция этого типа выражается в развитии большой степени неоднородности, даже несмотря на то, что средний состав по основным элементам продуктов дифференциации, представленных перидотитом и эклогитом, аналогичен среднему составу пиролита².

Хотя неоднородность мантии, обусловленная дифференциацией пиролита на перидотит, эклогит и континентальную кору, вызвана преимущественно превращениями типа твердая фаза — расплав, в погружающихся литосферных плитах могут играть значительную роль превращения твердых фаз. Эти плиты состоят из слоев базальтовой коры, остаточных гарцбургитов и лерцолитов (рис. 5-1).

¹ Например, отрицательные аномалии непосредственно южнее Индии и западнее Юго-Западной Австралии.

² Здесь должна быть сделана оговорка ввиду существования процессов сегрегации в коре. Несмотря на то, что они оказывают значительное влияние на распределение некоторых несовместимых рассеянных элементов, их влияние на основные элементы, принимающие участие в распределении между перидотитом и эклогитом, с одной стороны, и пиролитом, с другой, невелико из-за их малой массы.

По мере их погружения в мантию фазовые превращения соответственно в мафических, гарцбургитовых и лерцолитовых слоях будут происходить на различных глубинах из-за различий их химических составов. Глубина, до которой погружаются литосферные плиты, может контролироваться последовательностью и характером фазовых переходов, которые происходят при этом.

Например, можно рассмотреть погружение коры мафического состава, которая последовательно превращается в эклогит ($\rho \approx 3,5 \text{ г/см}^3$) на глубине менее 100 км, а затем в гранатит ($\rho \approx 3,8 \text{ г/см}^3$) на глубине около 300 км (см. рис. 15-8). При больших глубинах происходят дальнейшие фазовые превращения. В свете рассуждений, приведенных в гл. 12 и 14 кажется вероятным, что кора прежнего мафического состава становится более плотной, чем окружающий пиролит. В основном это следствие той важной роли, которую играет фазовое превращение гранат — перовскит и более высокое значение отношения Fe/Mg. Таким образом, вероятно, что бывшая мафическая кора может погрузиться очень глубоко в нижнюю мантию.

Ситуация изменяется в том случае, если океаническая кора подстилается слоем остаточного перидотита (см. рис. 5-1). Она может частично состоять из гарцбургита, имеющего более высокую величину отношения нормативного оливина к пироксену (80 : 20) по сравнению с лежащими ниже лерцолитом и пиролитом (55 : 45). Если Mg_2SiO_4 действительно перейдет в фазу, более плотную, чем шпинель, на глубине, меньшей соответствующей переходу магнезиального граната в более плотные фазы (см. рис. 14-4), то дифференцированная часть погружающейся литосферы станет существенно плотнее окружающего материала пиролитового состава на глубине более 650 км и, следовательно, погрузится глубже соответствующей сейсмической неоднородности. Когда гранатовый компонент недифференцированной мантии испытывает фазовые превращения на больших глубинах, то дифференцированный ранее гарцбургитовый компонент погружающейся плиты может обладать или не обладать способностью проникнуть глубже этой неоднородности в зависимости от последовательности фазовых превращений в погружающейся плите и в окружающей мантии и от изменений в плотности, связанных с этими переходами. Если дифференцированный материал не способен проникнуть глубже зоны конкретного фазового перехода, то он будет растекаться в стороны, образуя отчетливый слой. Таким образом, зоны фазовых переходов могут действовать наподобие фильтра, что приведет к значительной горизонтальной и вертикальной неоднородности химического состава мантии. Возможно, что некоторые различия в скоростных разрезах мантии, наблюдаемые исследователями в различных районах мира, могут быть обусловлены этой причиной. Благодаря этим неоднородностям могли возникнуть и наблюдавшиеся сейсмические отражения от глубоких горизонтов мантии¹.

¹ Whitcomb, Anderson [1970].

Важным фактором, контролирующим природу конечной стадии дифференциации мантии, является соотношение плотностей фаз ортосиликатов $(MgFe)_2SiO_4$ и метасиликатов $(MgFe)SiO_3$ при давлениях, существующих глубоко в мантии. Если ортосиликаты приходят в состояние значительно более плотное, чем метасиликаты, то тогда дифференцированный ранее гарцбургитовый компонент литосферы, обогащенный ортосиликатами относительно метасиликатов, может сначала погружаться до самого основания мантии и накапливаться там в виде последовательно нарастающих оболочек в соответствии с мнением, отстаиваемым Дикинсоном и Лутом [1971]. С другой стороны, если соотношение плотностей обратное, то гарцбургитовый компонент будет накапливаться на промежуточной глубине.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ahrens T. J., and Y. Syono (1967). Calculated mineral reactions in the earth's mantle. *J. Geophys. Res.* 72, 4181—4188.
- Akimoto S., and Y. Syono (1972). High pressure transformations in $MnSiO_3$. *Am. Min.* 57, 76—84.
- Birch F. (1954). The earth's mantle: elasticity and constitution. *Trans. Am. Geophys. Union* 35, 79—85.
- Bott M. H. (1971). The mantle transition zone as possible source of global gravity anomalies. *Earth Planet. Sci. Letters* 11, 28—34.
- Bridgman P. W. (1945). Polymorphic transitions and geological phenomena. *Am. J. Sci.* 243A, 90—97.
- Broecker W. S. (1962). The contribution of pressure-induced phase changes to glacial rebound. *J. Geophys. Res.* 67, 4837—4842.
- Brooks H. (1941). Cyclic convection currents. *Trans. Am. Geophys. Union* 22, 548—551.
- Brooks H. (1954). Discussion. *Trans. Am. Geophys. Union* 35, 92—93.
- Bryne J., and P. Pomeroy (1963). Surface wave radiation patterns for underground nuclear explosions and small magnitude earthquakes. *J. Geophys. Res.* 68, 5005—5028.
- Carlslaw H. S., and J. C. Jaeger (1959). „Conduction of Heat in Solids“. Oxford, London. 496 pp.
- Carier N., and H. D'Allemand (1970). High temperature flow of dunite and peridotite. *Bull. Geol. Soc. Am.* 81, 2181—2202.
- Clark S. P., and A. E. Ringwood (1964). Density distribution and constitution of the mantle. *J. Geophys. Res.* 2, 35—88.
- Dachille F., and R. Roy (1960). High pressure studies of the system $Mg_2GeO_4 - Mg_2SiO_4$ with special reference to the olivine spinel transition. *Am. J. Sci.* 258, 225—246.
- Dennis J. C., and C. Walker (1965). Earthquakes resulting from metastable phase transitions. *Tectonophysics* 2, 401—407.
- Dickinson W. R., and W. C. Luth (1971). A model for plate tectonic evolution of mantle layers. *Science* 174, 400—404.
- Elsasser W. M. (1963). Early history of the earth. In: J. Geiss and E. Goldberg (ed.), „Earth Science and Meteoritics“, chap. 1, pp. 1—30. North-Holland, Amsterdam.
- Elsasser W. M. (1967). Convection and stress propagation in the upper mantle. Technical Report No. 5, June 15. 1967. Princeton, New Jersey.
- Elsasser W. M. (1969). Convection and stress propagation in the upper mantle. In: S. K. Runcorn (ed.), „The Application of Modern Physics to the Earth and Planetary Interiors“, pp. 223—246. Interscience, a division of Wiley, New York.
- Evison F. (1963). Earthquakes and faults. *Bull. Seism. Soc. Am.* 53, 873—891.
- Evison F. (1967). On the occurrence of volume change at the earthquake source. *Bull. Seism. Soc. Am.* 57, 9—26.

Fitch T. (1975). Compressional velocity and velocity contrast in the source region of deep earthquakes. *Earth Planet. Sci. Letters*. (In press.)

Griggs D. T. (1939). A theory of mountain building. *Am. J. Sci.* 237, 611—650.

Griggs D. T. (1972). The sinking lithosphere and the focal mechanism of deep earthquakes. In: E. C. Robertson (ed.), „The Nature of the Solid Earth“, chap. 14, pp. 361—384. McGraw-Hill, New York.

Hales A. L. (1936). Convection currents in the earth. *Mon. Not. Roy. Astron. Soc., Geophys. Supp.* 3, 372—379.

Hales A. L. (1969). Gravitational sliding and continental drift. *Earth Planet. Sci. Letters* 6, 31—34.

Hall H. T., and V. R. Murthy (1971). The early chemical history of the earth: some critical elemental fractionations. *Earth Planet. Sci. Letters* 11, 239—244.

Hatherton T. (1969). Gravity and seismicity of asymmetric active regions. *Nature* 221, 353—355.

Hess H. H. (1955). Serpentin, orogeny and epeirogeny. In: A. Poldervaart (ed.), „Crust of the Earth“, pp. 391—407. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 62.

Hess H. H. (1962). History of ocean basins. In: A. E. J. Engel, H. L. James, and B. F. Leonard (ed.), „Petrologic Studies“, *Buddington Volume*, pp. 599—620. *Geol. Soc. Am.*, New York.

Holmes A. (1931). Radioactivity and earth movements. *Trans. Roy. Soc. Glasgow* 18, 559—606.

Isacks B., and P. Molnar (1969). Mantle earthquake mechanisms and the sinking of the lithosphere. *Nature* 223, 1121—1124.

Isacks B., and P. Molnar (1971). Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solution of mantle earthquakes. *Rev. Geophys. Space Phys.* 9, 103—174.

Isacks B., J. Oliver, and L. R. Sykes (1968). Seismology and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.* 73, 5855—5899.

Isacks B., L. R. Sykes, and J. Oliver (1969). Focal mechanisms of deep and shallow earthquakes in the Tonga-Kermadec region and the tectonics of island arcs. *Bull. Geol. Soc. Am.* 80, 1443—1470.

Jackson I. N., R. C. Liebermann, and A. E. Ringwood (1974). Disproportionation of spinels to mixed oxides: Effect of inverse character and implications for the mantle. *Earth Planet. Sci. Letters* 24, 203—208.

Jacoby W. R. (1970). Instability in the upper mantle and global plate movements. *J. Geophys. Res.* 75, 5671—5680.

Joyner W. B. (1967). Basalt-eclogite transition as a cause for subsidence and uplift. *J. Geophys. Res.* 72, 4997—4998.

Kanamori H., and F. Press (1970). How thick is the lithosphere? *Nature* 226, 330—331.

Kasahara J., and J. Tsukahara (1971). Experimental measurements of reaction rate at the phase change of nickel olivine to spinel. *J. Phys. Earth* 19, 79—88.

Kaula W. M. (1972). Global gravity and tectonics. In: E. C. Robertson (ed.), „The Nature of the Solid Earth“, chap. 15, pp. 385—405. McGraw-Hill, New York.

Knopoff L. (1964). The convection current hypothesis. *Rev. Geophys.* 2, 89—122.

Knopoff L., and M. Randall (1970). The compensated linear-vector dipole: A possible mechanism for deep focus earthquakes. *J. Geophys. Res.* 75, 4957—4963.

Kumazawa M., H. Sawamoto, E. Ohlani, and K. Masaki (1974). Postspinel phase of forsterite and evolution of the earth's mantle. *Nature* 247, 356—358.

Kushiro I., Y. Syono, and S. Akimoto (1967). Effect of pressure on garnet-pyroxene equilibrium in the system $MgSiO_3$ — $CaSiO_3$ — Al_2O_3 . *Earth Planet. Sci. Letters* 2, 460—464.

Lewis J. S. (1971). Consequences of the presence of sulphur in the core of the earth. *Earth Planet. Sci. Letters* 11, 130—134.

Lliboutry L. (1969). Sea-floor spreading, continental drift and lithosphere sinking with an asthenosphere at melting point. *J. Geophys. Res.* 74, 6525—6540.

McDonald G. J. F., and N. F. Ness (1960). Stability of phase transitions in the earth. *J. Geophys. Res.* 65, 2173—2190.

McKenzie D. P. (1968). The influence of the boundary conditions and rotation on convection currents in the earth's mantle. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 15, 457—500.

McKenzie D. P. (1969). Speculations on the consequences and causes of plate motions. *Geophys. J.* 18, 1—32.

McKenzie D. P. (1972). Plate tectonics. In: E. C. Robertson (ed.), „The Nature of the Solid Earth”, chap. 13, pp. 323—360. McGraw-Hill, New York.

McQueen R. G., S. Marsh, and J. Fritz (1967). Hugoniot equation of state of twelve rocks. *J. Geophys. Res.* 72, 4999—5036.

Minear J. W., and M. N. Toksöz (1970). Thermal regime of a downgoing slab and new global tectonics. *J. Geophys. Res.* 75, 1397—1419.

Miyashiro A., F. Shida, and M. Ewing (1970). Petrologic models for the Mid-Atlantic Ridge. *Deep Sea Res.* 17, 109—123.

Morgan W. J. (1965). Gravity anomalies and convection currents, 2. *J. Geophys. Res.* 70, 6189—6204.

Morimoto N., S. Akimoto, K. Koto, and M. Tokonami (1969). Modified spinel, betamanganous orthogermanate: Stability and crystal structure. *Science* 165, 586—588.

O'Connell R. J., and G. J. Wasserburg (1967). Dynamics of the motion of a phase change boundary to changes in pressure. *Rev. Geophys.* 5, 329—410.

Oversby V. M., and A. E. Ringwood (1972). Potassium distribution between metal and silicate and its bearing on the occurrence of potassium in the earth's core. *Earth Planet. Sci. Letters* 14, 345—347.

Oxburgh E. R., and D. L. Turcotte (1968). Mid-ocean ridges and geotherm distribution during mantle convection. *J. Geophys. Res.* 73, 2643—2661.

Oxburgh E. R., and D. L. Turcotte (1970). Thermal structure of island arcs. *Bull. Geol. Soc. Am.* 81, 1665—1688.

Pascal G., J. Dubois, M. Barzangi, B. Isacks, and J. Oliver (1973). Seismic velocity anomalies beneath the New Hebrides island arc: evidence for a detached slab in the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 78, 6998—7004.

Paterson M. S., and C. W. Weaver (1970). Deformation of polycrystalline MgO under pressure. *J. Am. Ceram. Soc.* 53, 463—471.

Pekeris C. L. (1935). Thermal convection in the earth's interior. *Mon. Not. Roy. Astron. Soc., Geophys. Supp.* 3, 343—367.

Randall M., and L. Knopoff (1970). The mechanism at the focus of deep earthquakes. *J. Geophys. Res.* 75, 4965—4976.

Rapp R. H. (1973). Numerical results from the combination of gravimetric and satellite data using the principles of least squares collocation. Dept of Geodetic Science Report No. 200. The Ohio State University, Columbus, Ohio, 53 pp.

Ringwood A. E. (1956). Ph. D. Thesis, University of Melbourne.

Ringwood A. E. (1958). The constitution of the mantle III. *Geochim. Cosmochim. Acta* 15, 195—212.

Ringwood A. E. (1967). The pyroxene-garnet, transformation in the earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Letters* 2, 255—263.

Ringwood A. E. (1971). Phase transformations and mantle dynamics. Presented at Pan Pacific Science Congress, Canberra, August 1971. Publication 999, Department of Geophysics and Geochemistry, Australian National University.

Ringwood A. E. (1972). Phase transformations and mantle dynamics. *Earth Planet. Sci. Letters* 14, 233—241.

Ringwood A. E., and D. H. Green (1966). An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications. *Tectonophysics* 3, 383—427.

Ringwood A. E., and A. Major (1970). The system $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$ at high pressures and temperatures. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 89—108.

Runcorn S. K. (1963). Satellite gravity measurements and convection in the mantle. *Nature* 200, 628—630.

Runcorn S. K. (1965). Changes in the convection pattern in the earth's mantle and continental drift: evidence for a cold origin of the earth. *Phil. Trans. Roy. Soc. London A258*, 228—251.

Schubert G., and D. L. Turcotte (1971). Phase changes and mantle convection. *J. Geophys. Res.* 76, 1424—1432.

Schubert G., D. L. Turcotte, and E. R. Oxburgh (1970). Phase change instability in the mantle. *Science* 169, 1075—1077.

Schubert G., D. Yuen, and D. L. Turcotte (1975). Role of phase transitions in a dynamic mantle. (In press.)

Sclater J. C., and J. Francheteau (1970). The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth. *Geophys. J.* 20, 509—542.

Sykes L. R. (1966). The seismicity and deep structure of island arcs. *J. Geophys. Res.* 71, 2981—3006.

Toksöz M. N., D. Harkrider, and A. Ben-Menahem (1965). Determination of source parameters by amplitude equalization of seismic waves, 2. *J. Geophys. Res.* 70, 907—922.

Toksöz M. N., J. Minear, and B. Julian (1971). Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab. *J. Geophys. Res.* 76, 1113—1138.

Tozer D. C. (1959). The electrical properties of the earth's interior. In: L. H. Ahrens, F. Press, K. Rankana and S. K. Runcorn (eds.), „Physics and Chemistry of the Earth“, vol. 3, pp. 414—436. Pergamon, London.

Turcotte D. L., and E. R. Oxburgh (1967). Finite amplitude convective cells and continental drift. *J. Fluid Mech.* 28, 29—42.

Vening Meinesz F. A. (1947). Major tectonic phenomena and the hypothesis of convection currents in the earth. *Quart. J. Geol. Soc. London* 103, 191—207.

Vening Meinesz F. A. (1962). Thermal convection in the earth's interior. In: S. K. Runcorn (ed.), „Continental Drift“, pp. 144—176. Academic, New York.

Verhoogen J. (1954). Discussion. *Trans. Am. Geophys. Union* 35, 96—97.

Verhoogen J. (1965). Phase changes and convection in the earth's mantle. *Phil. Trans. Roy. Soc. London* A258, 276—283.

Wetherill G. W. (1961). Steady state calculations bearing on geological implications of a phase-transition Mohorovicic Discontinuity. *J. Geophys. Res.* 66, 2983—2993.

Whitcomb J. H., and D. L. Anderson (1970). Reflection of P'P' seismic waves from discontinuities in the mantle. *J. Geophys. Res.* 75, 7513—7528.

Wilson J. T. (1963). Hypothesis of earth's behaviour. *Nature* 198, 925—929.

Глава 16

СОСТАВ МАНТИИ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМЛИ

16-1. ВВЕДЕНИЕ

В книге в основном рассмотрены данные по составу и строению мантии. По своей природе эти данные оказывают важное влияние на теории происхождения Земли и накладывают несколько граничных условий, которым должна отвечать любая приемлемая теория. В настоящее время существует тенденция рассматривать метеориты как источник ключевых доказательств, касающихся химических и физических условий в Солнечной системе, которые существовали в период формирования планет¹. Однако очевидно, что метеориты претерпели сложную эволюцию, которая пока еще плохо понятна и противоречива. Автору всегда казалось, что для

¹ См. модели, представленные Андерсоном, Камероном, Юри, Вудом, Гроссманом и многими другими.

создания общих гипотез образования планет лучше использовать информацию, полученную непосредственно при исследовании Земли. Как будет видно далее, достаточно любопытно, что некоторые широко обсуждаемые теории происхождения планет базируются в основном на интерпретациях метеоритных данных, которые не обеспечивают адекватного объяснения состава и строения Земли.)

В гл. 5 была рассмотрена приемлемость модели первичной верхней мантии пиролитового состава и сделан обзор нескольких источников аргументов в пользу этого, которые довольно строго ограничивают этот примитивный состав (табл. 5-2). В гл. 8 было показано, как пиролит подвергается необратимой дифференциации на протяжении геологического времени, что ведет к образованию литосферных плит, в состав которых входят перидотит и эклогит. Плиты погружаются в мантию до больших глубин, что сопровождается поднятием недифференцированного пиролита, который служит источником свежих базальтовых магм (см. рис. 8-6). Были рассмотрены также свидетельства того, что значительная часть мантии, возможно, от 30 до 60%, дифференцирована по этому типу. Отсюда следует вывод, что располагающийся теперь в зоне низких сейсмических скоростей пиролит обязательно происходит из глубоких областей мантии (разд. 8-7). Эти рассуждения наряду с относительным постоянством спектра базальтовых составов за последние 3 млрд. лет позволяют довольно уверенно предполагать сравнительно хорошее первичное перемешивание мантии, а пиролитовый состав, предлагаемый для современной верхней мантии, первоначально мог быть также характерен и для большей части глубокой мантии. Возможно даже, что до начала необратимой дифференциации пиролитовый состав был представлен для всей мантии.

В гл. 14 рассматривались пределы, до которых пиролитовый состав может соответствовать физическим свойствам мантии в целом, когда принимаются в расчет эффекты, связанные с фазовыми переходами, происходящими при высоких давлениях, господствующих в земных недрах. Был сделан вывод, что, в первом приближении, вещество пиролитового состава, претерпевшее фазовые превращения в соответствии с экспериментальными данными, обеспечивает удовлетворительное объяснение радиального распределения физических свойств мантии — главным образом плотностей и упругих. Это не препятствует возможности существования локальных неоднородностей в глубокой мантии, обусловленных упомянутым выше процессом необратимой дифференциации. Главный вывод состоит в том, что нижняя мантия, очевидно, однородна и всюду примерно одинакова по составу главных элементов за исключением, возможно, самого глубокого слоя мощностью порядка 200 км. Однако можно твердо сказать, что нижняя мантия не содержит существенно меньше железа, чем пиролит.

Возможно, наиболее важным односторонним граничным условием происхождения Земли, возникающим при изучении нижней

мантин, является ее примерно однородный химический состав¹. Отсутствие сколько-нибудь значительного свидетельства крупномасштабной зональности в радиальном направлении глубже 200 км позволяет предполагать, что либо силикатная компонента вещества, из которого аккретировалась Земля, имела однородный состав, либо, если это не так, то вслед за аккрешней действовал процесс эффективного перемешивания, результатом которого является состав, близкий к однородному.

Сделанный вывод о первичном составе мантии, близком к однородному, подкрепляется, кроме того, сравнением состава пиролита с первичными концентрациями элементов, что будет обсуждаться в следующем разделе.

16-2. КОСМОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПИРОЛИТОВОГО СОСТАВА МАНТИИ

Некоторые соотношения между составом пиролита и первичными хондритовыми или солнечными содержаниями элементов обсуждались в разд. 5-3. Отмечалось, что фактически все современные теории образования планет утверждают или предполагают, что процессы, связанные с различной летучестью или способностью веществ конденсировать играли важную роль в возникновении современного состава планет. Известно, что для Земли целый ряд металлов, летучих при высоких температурах и восстановительных условиях, был потерян в процессе или до завершения аккрешии. Вопрос лишь в том, существовало ли какое-нибудь фракционирование среди нелетучих элементов в процессе образования Земли из примитивного материала. Иными словами, можно ли построить непротиворечивую геохимически и геофизически модель Земли, основываясь на данных о первичных относительных содержаниях группы элементов, которые характеризуются свойством нелетучести при условиях, возможно существовавших в период образования Земли?

Распределение элементов на летучие и нелетучие в изложенном выше контексте связано с условиями образования Земли. Пусть в группу летучих будут отнесены элементы, которые легко улетучиваются из расплавов силикатов и окисных соединений при температурах 1000—1500°С при наличии значительного парциального давления водорода или в присутствии углерода, либо при комбинации этих факторов. Элементы группы нелетучих при этих условиях не испаряются. Группы нелетучих полезно разделить далее на подгруппы литофильных и сидерофильных элементов в соответ-

¹ То есть, в пределах объемов, которые достаточно велики для того, чтобы осреднились составы остаточных перидотита и эклогита (и их высокобарных дериватов) в зоне субдукции литосферы. В соответствии с обсуждением, приведенным в разд. 8-7, близкое к идеальному осреднение должно было реализовываться на очень раннем этапе истории Земли до того, как структуры мантии были изменены процессом погружения плит, исключая самые нижние слои мантии мощностью около 200 км (разд. 16-9).

ствии с тем, как они распределяются, когда силикатно-окисные фазы находятся в равновесии с металлическим железом. Сидерофильные элементы это те, которые внедряются в металлическую фазу, а литофильные, наоборот. Пример разделения элементов на выделенные выше группы и подгруппы дан в табл. 16-1.

Таблица 16-1

Классификация элементов¹ по летучести из расплавов мафических силикатов при высоких температурах и восстановительных условиях

I. Группа нелетучих	II. Группа летучих
<p>A. Подгруппа литофильных Li, Mg, Al, Si, Ca, Sc, Ti, Sr, Y, Zr, Nb, Ba редкие земли, Hf, Ta, Th, U</p> <p>Б. Подгруппа сидерофильных Fe, Co, Ni, Cu, Ag, Au, Mo, W, Rn, Rh, Rd, Re, Os, Ir, Pt</p>	<p>A. Неметаллы He, Ne, Ar, Kr, Xe, H, C, N, S, F, Cl, Br, I</p> <p>Б. Металлы Na, K, Rb, Cs, Zn, Cd, Mg, Tl, In, Pb, Bi</p>

¹ Перечень не претендует на полноту.

В разд. 5-3 было показано, что модель Земли, в которой принято наблюдаемое фактически значение отношения масс кора — мантия, может быть построена на основе данных о первичных содержаниях нелетучих элементов (группа I, табл. 16-1): при этом несколько процентов SiO_2 были бы восстановлены до элементарного кремния и отнесены в состав ядра¹. Наиболее важное значение для настоящего обсуждения имеет вывод, сделанный в разд. 5-3 и заключающийся в том, что относительные содержания нелетучих литофильных элементов (группа IA, табл. 16-1), представленных в пиролите, аналогичны первичным относительным содержаниям этих элементов, как это наблюдается в углистых хондритах первого типа, а также в солнечной фотосфере. Отсутствие заметного фракционирования нелетучих элементов между этими двумя средами, очевидно, представляет собой факт первостепенного космохимического значения и кажется разумным принять, что это утверждение распространяется и на нижнюю мантию. Ясно, что любое противоположное утверждение будет надуманным и спорным в свете геофизических данных, приведенных в гл. 14. Эти рассуждения усиливают аргументы в пользу того, что пиролитовый состав может быть представительным для мантии в целом.

¹ И наоборот, ядро может содержать от 10 до 15 % серы, в то время, как некоторое количество кремния (около 20 % суммарного) должно считаться потерянным Землей в процессе ее формирования. Об этом говорится далее в разд. 16-9. Такое предположение совместимо с предложенной выше моделью, поскольку летучесть кремния промежуточная между магнием и натрием [Grossman, 1972a]. В табл. 16-1 натрий — первый по летучести член ряда II группы, в то время как кремний — наиболее летучий член I группы.

Поскольку непротиворечивая модель Земли может быть построена на основании данных о первичных содержаниях нелетучих элементов, нет сомнений в том, что Земля сильно обеднена летучими элементами (группа II, табл. 16-1) относительно их первичных содержаниями¹. Элементы, которыми Земля обеднена, казалось бы, распадаются на две подгруппы. Содержания металлов (группа II, табл. 16-1) в большинстве случаев уменьшились в 4—20 раз по сравнению с подгруппой IA, в то время как содержания неметаллов (группа IIA) более изменчивы и в большинстве случаев уменьшились намного больше по сравнению с подгруппой IIB. Модель обеднения летучими элементами относительно нелетучих (табл. 16-1) требует введения важных граничных условий происхождения Земли.

Другое важное граничное условие обеспечивается наблюдаемыми содержаниями сидерофильных элементов (подгруппа IB, табл. 16-1) в пиролите. В тех случаях, когда имеются данные о коэффициентах распределения между металлом и силикатной фазой (например, для Ni, Co, Cu, Au, Re)² можно видеть, что содержания сидерофильных элементов в пиролите намного выше (в 10—100 раз), чем можно было бы ожидать, если бы пиролит был однажды в равновесии с железом, которое потом сконцентрировалось в ядре. Возможно, что этот тип поведения распространяется на остальные члены подгруппы IB, табл. 16-1³. Относительно высокие содержания сидерофильных элементов в пиролите свидетельствуют о том, что он не был в равновесии с металлическим железом.

Этот вывод подкрепляется аргументами другого происхождения. Первичный пиролит содержит значительные количества трехвалентного железа. Для того, чтобы объяснить отношения содержаний Fe^{3+}/Fe^{2+} в свежих океанических базальтовых стеклах и неизмененных первичных мантийных минералах (из ксенолитов и перидотитов) требуется, чтобы в первичном пиролите величина отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} была порядка 0,05—0,1. С другой стороны, величины отношений Fe^{3+}/Fe^{2+} в базальтах, пироксенах и шпинелях, которые находились в равновесии с металлическим железом при высоких температурах, намного ниже, возможно, не менее, чем на порядок⁴ (см. также табл. 16-6).

Это различие окисленных состояний отражается на природе летучих, возникающих при дегазации (см. табл. 16-2). Хорошо известно, что дегазация Земли сопровождается выделением скорее H_2O и CO_2 , чем H_2 и CO . Таким образом, газовая фаза, которая находится в равновесии с усредненным гавайским толентом при температуре $1200^\circ C$, будет иметь отношение $H_2O/H \approx 120$ и $CO_2/CO \approx 35$. Эти отношения близко совпадают с оценками, сле-

¹ Gast [1960, 1972]; Ringwood [1962, 1966a]; Oversby, Ringwood [1972].

² Kimura, Lewis, Anders [1973].

³ Ringwood [1971].

⁴ Ringwood [1966, 1971].

Составы газовых фаз, которые при температуре 1200° С
находятся в равновесии с минеральной ассоциацией
земной мантии и недрами Луны [Холланд, 1963]

Минеральная ассоциация в упрощенном виде	f_{O_2} (атм)	CO ₂ , CO	H ₂ O, H ₂
Земля (MgFe) ₂ SiO ₄ +Fe ₃ O ₄ * : Fe ²⁺ /Fe ³⁺ ≈ 10	10 ⁻¹⁴	35	120
Луна (MgFe) ₂ SiO ₄ +Fe (металл) · Fe ²⁺ /Fe ³⁺ > 200	10 ⁻¹¹	0,05	0,1

Упрощенная реакция равновесия

Земля Fe₂O₃+CO=2FeO+CO₂

Луна FeO+CO=Fe(металл)+CO₂. То же самое для H₂O и H₂

* Fe₃O₄ как компонент шпинелей и широксенов.

ланними Руби [1951] для состава летучих, выделяющихся при дегазации Земли. Наблюдаемый состав газовой фазы, таким образом, совместим с окисленным состоянием пиrolитовой мантии, которая фактически представляет собой буфер для первичного состояния окисленности. С другой стороны, если мантия находилась в равновесии с металлическим железом, как в случае лунных недр, то в выделяющейся газовой фазе будут преобладать скорее CO и H₂¹, а не CO₂ и H₂O (см. табл. 16-2).

Далее будут рассмотрены пределы, до которых происхождение Земли может быть объяснено с помощью различных гипотез, в рамках которых учитываются обсуждавшиеся в этом разделе характеристики состава пиrolита.

16-3. ГИПОТЕЗЫ ГОМОГЕННОЙ АККРЕЦИИ

В соответствии с наиболее широко признанными гипотезами происхождения Земли, которые были высказаны за последние 25 лет, считается, что Земля аккумулировалась из однородной смеси силикатных и металлических частиц, напоминающей по составу обыкновенные хондриты². Принимается, что хондритовый материал образовался в протосолнечном облаке в результате серии сложных химических и физических процессов, которые протекали до аккреции планет. Их рассмотрение, однако, лежит вне пределов этой главы. Предварительно следует коснуться оценки гипотез в связи с непосредственными данными по исследованию Земли.

В соответствии с этим классом гипотез аккреция Земли происходила в течение достаточно длительного периода (10⁷—10⁸ лет),

¹ Muller [1964]; Ringwood [1966, 1971].

² Urey [1952, 1956, 1957, 1958, 1962, 1963]; Kuiper [1952]; Wood [1962]; Birch [1964, 1965a]; Vinogradov [1961]; Runcorn [1962, 1965]; Elsasser [1963]; Lubimova [1958].

так что гравитационная потенциальная энергия успевала эффективно излучаться, и Земля формировалась в первоначально «холодных» условиях в отсутствии плавления при средних температурах менее 1000°C . Следовательно, нагревание происходило за счет долгоживущих радиоактивных элементов, что приводило к плавлению металлической фазы и ее отделению в виде тел, которые были достаточно велики для того, чтобы погружаться, проходя через пластичную мантию, и образовывать ядро. Таким образом, в соответствии с этими моделями Земля аккумуляровалась не только вначале из относительно однородного, хорошо перемешанного материала, но и позже она сохраняла однородность и состояла из смеси металлической и силикатной фаз¹. Главные отличия, касающиеся образования ядра, проявились намного позднее (примерно на 10^9 лет), чем первичная аккреция Земли.

В гипотезах гомогенной аккреции принципиально принимается одно главное свойство мантии (см. разд. 16-1). Она имеет примерно однородный химический состав, отражающий состав хорошо перемешанной силикатной компоненты в материале, из которого аккумуляровалась Земля. Тем не менее возникает целый ряд трудностей.

Аргументы², которые основываются главным образом на распределении и содержаниях летучих элементов, и которые убеждали большую часть геохимиков и космогонистов в 50-х и 60-х гг. в том, что аккреция Земли происходила в холодном состоянии и не сопровождалась плавлением, теперь признаны недействительными, поскольку они базировались на некорректных оценках первичных содержаний летучих металлов и их распределения в недрах Земли³. Теперь широко распространена точка зрения, что на протяжении значительной части периода аккреции она была существенно высокотемпературной, но при этом существовали подходящие условия для внедрения небольшого количества отчетливо низкотемпературных «носителей», обогащенных летучими элементами. С тех пор было предложено множество вариантов этой идеи⁴.

Параллельно с развитием этой идеи было высказано заключение о малом промежутке времени, прошедшего между аккрецией и отделением ядра, которое составляло вероятнее всего 10^8 лет и почти определено менее $5 \cdot 10^8$ лет⁵. Это заключение базируется на распределении свинца и урана между металлической фазой и

¹ Принимая во внимание эти характеристики, все подобные теории могут быть названы теориями «гомогенной аккреции», что означает введение ограничений на использование этого термина Турекьяном и Кларком, которые применяют его для обозначения гипотез, в соответствии с которыми Земля аккумуляровалась из однородного материала безотносительно к ее состоянию непосредственно после аккреции.

² Urey [1954].

³ Ringwood [1960, 1966a, b]; Anders [1968, 1971a].

⁴ Turekian, Clark [1969]; Clark, Turekian, Grossman [1972]; Larimer, Anders [1967, 1970]; Ganapathy et al. [1970]; Cameron [1972, 1973a]; Gast [1972]; Anderson, Hanks [1972].

⁵ Armstrong [1968]; Oversby, Ringwood [1971].

силикатами, и на его влиянии на изотопный состав мантийного свинца. Образование ядра могло происходить одновременно с аккрецией. Поскольку образование ядра сопровождается выделением большого количества энергии, составляющей около 600 кал/г, для Земли в целом¹, то ее достаточно для того, чтобы нагреть Землю на 2000° С, а, кроме того, вряд ли этот процесс мог бы начаться и пройти, если бы температура Земли после ее образования не достигала по меньшей мере 1000° С². Напрашивается вывод, согласно которому либо в процессе, либо сразу вслед за образованием Земли большая часть ее недр достигла высокой температуры (в среднем 2500° С).

Представленная картина сильно отличается от предложенной защитниками моделей гомогенной аккреции. Однако, как это следует из разд. 5-5, эта картина согласуется с тепловой историей Земли, которая основывается на данных по содержанию К, V и Th в пиролите.

Теперь следует вернуться к некоторым трудностям, возникающим в связи с пиролитовым составом мантии, с которыми встречаются гипотезы гомогенной аккреции. Во-первых, как уже отмечалось и было продемонстрировано Гастом [1960], Земля обеднена щелочными металлами по сравнению с хондритами. Точно также величина отношения $FeO/(FeO + MgO)$ и содержание SiO_2 в силикатной фазе обыкновенных хондритов отличаются от аналогичных показателей для пиролита. Чтобы модель была реалистичной, необходимо сделать некоторые предварительные допущения, касающиеся природы процессов химического фракционирования, которые происходили в протопланетном облаке до аккреции.

Главная трудность заключается в объяснении содержания сидерофильных элементов в пиролите, о чем подробнее говорилось в разд. 16-2. Если сначала Земля состояла из однородной смеси железа и силикатных фаз, которая медленно нагревалась до тех пор, пока металл не расплавился, и не отделился, то отсюда неизбежно следует, что между металлом и силикатными фазами должно было существовать местное химическое равновесие. Поэтому содержание в пиролите Ni, Co, Cu, Au, а также, возможно, многих других сидерофильных элементов на два порядка по величине выше, чем можно было бы объяснить в случае равновесного распределения между металлической и силикатной фазами. Кажется очевидным, что ядро формировалось в условиях, при которых химическое равновесие с мантией не достигалось³.

Соответственно возникает проблема и в связи с окислительно-восстановительным состоянием мантии и с природой летучих элементов, которые, как это можно наблюдать, выделились из пиролита и образовали атмосферу и гидросферу. Как отмечалось в разд. 16-2, величина отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} в мантии по меньшей ме-

¹ Urey [1952]; Flaser, Birch [1973].

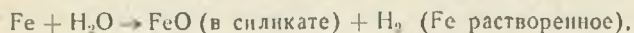
² Даже допуская существование больших количеств серы.

³ Ringwood [1966a, b].

ре в 10 раз выше, чем должно было быть, если бы мантия находилась в равновесии с металлическим железом, которое последовательно выделялось, образуя ядро. Различия в окислительно-восстановительном состоянии между земной мантией и лунными недрами отражают эту ситуацию. Следовательно, летучие, выделенные из мантии, содержали в своем составе преимущественно CO_2 и H_2O , в то время как, если бы мантия была в равновесии с металлическим железом, то эти газы должны были быть преимущественно представлены CO и H_2 (см. табл. 16-2) ¹. Этот аргумент свидетельствует в пользу сделанного ранее вывода о том, что ядро и мантия Земли образовались в условиях, при которых химическое равновесие не достигалось.

Трудности, с которыми сталкиваются гипотезы гомогенной аккреции, связаны с происхождением атмосферы и гидросферы Земли. В соответствии с этими гипотезами небольшие количества летучих компонентов, таких, как H_2O и CO_2 были связаны химически и поглощены силикатной компонентой материала, из которого аккумуляровалась Земля ². Согласно более поздней версии ³ летучие были принесены в малых концентрациях в хорошо перемешанных «носителях», состав которых аналогичен углистым хондритам первого типа. При этом делается допущение, что в условиях достаточно медленной холодной аккреции летучие были захвачены Землей. Следовательно, разогрев недр Земли за счет радиоактивных элементов привел к процессу магматизма, сопровождавшегося частичной дегазацией в основном за счет таких летучих соединений, как H_2O , CO_2 и N_2 . Накапливаясь, эти соединения образовали атмосферу и гидросферу.

Однако если бы даже и был возможен захват некоторых количеств H_2O и CO_2 предложенным образом, то эти молекулы должны были распасться в присутствии избытка металлического железа. При нагревании однородной смеси железа и силикатов до температуры свыше 1000°C (что ведет к плавлению и образованию ядра), эта смесь, захватывая воду и двуокись углерода, должна восстанавливаться по следующей упрощенной реакции ⁴:



Образующиеся водород и углерод растворимы в избытке железа, а свободная энергия образования этих растворов сдвигает равновесие вправо. Этот эффект усиливается реакцией с FeO , приводящей к образованию железо-магnezных силикатов. Более того, когда H_2 и C внедряются в металлическую фазу с образованием интерстициальных растворов, то сопровождающие эти реак-

¹ Дальнейшее обсуждение этого вопроса см. в работах [Ringwood, 1966, с. 69; 1971].

² Brown [1952]; Rubey [1951].

³ Larimer, Anders [1967].

⁴ Mueller [1964].

ции изменения объема заметны по величине и отрицательны, так что высокие давления, существующие в земных недрах, также сильно сдвигают равновесие вправо. Суммарный эффект состоит в полном разрушении любого захваченного количества CO_2 и H_2O , кислород в форме FeO поступает в мантийные силикаты, в то время как C и H_2 выводятся из мантии с железом, которое погружается в ядро. Таким образом, модель гомогенной аккреции, по-видимому, предполагает неадекватное объяснение происхождения гидросферы и атмосферы Земли.

16-4. МОДИФИЦИРОВАННЫЕ ГИПОТЕЗЫ ГОМОГЕННОЙ АККРЕЦИИ

Пытаясь избежать некоторых трудностей, упоминавшихся выше, Марти и Холл¹ предположили, что Земля образовалась вследствие гомогенной аккреции из смеси метеоритного материала, состоящего на 40% из углистых хондритов первого типа, на 45% из обычных хондритов и на 15% из железных метеоритов. Эта смесь содержит всего около 5% серы, входящей главным образом в состав углистых хондритов. Из-за низких эвтектических температур в системе $\text{Fe} - \text{FeS}$ (990°C) аккреция и отделение ядра могут происходить при более низкой температуре по сравнению со случаем, рассматриваемым в предыдущей модели, что допускает раннее образование ядра, возможно, даже на стадии аккреции. В соответствии с такой моделью дополнительным легким элементом в ядре является главным образом сера.

Серьезные ограничения на такую модель накладывает высокая летучесть серы в обстановке, которая существовала в протопланетном облаке. Сера легко образует летучие соединения H_2S , CoS , CS_2 и условия, требующиеся для конденсации серы, очень ограничены. Например, троилит (FeS) может конденсироваться при совсем низких температурах (400°C , табл. 16-3). Следовательно, эта модель требует, чтобы половина первичной серы была сохранена Землей в процессе аккреции, в то время как большая часть рубидия, калия и натрия были потеряны. Эти элементы намного менее летучи, чем сера (табл. 16-3) в большей части интервала существовавших условий и трудно себе представить химическую обстановку во время образования Земли, в которой могла бы накапливаться сера, а натрий, калий и рубидий — нет. Для модели, которую отстаивают Марти и Холл, аккреция большей части Земли происходила при относительно низких температурах (менее 1000°)². Эта проблема становится первостепенной в связи с результатами анализа метеоритов. При химическом взаимодействии,

¹ Murthy, Holl [1970]; а также Holl, Murthy [1971]; Murthy, Holl [1972]; Lewis [1971].

² В разд. 16-9 рассматривается возможность растворения при высокой температуре ($1300-1600^\circ\text{C}$) небольшой части космической компоненты серы в жидком FeS . Требуемые для этого условия несовместимы с моделью Марти и Холла.

Последовательность конденсации в облаке солнечного состава при давлении 10^{-3} атм по данным Гроссмана [1972а]

Фазы	Температура (°C)
CaO, Al ₂ O ₃ , TiO ₂ , ZrO ₂	1570—1230
Металлическое железо	1200—1030
Форстерит (Mg ₂ SiO ₄), энстатит (MgSiO ₃)	1170—1030
Щелочной полевой шпат [(Na, K)AlSi ₃ O ₈]	730
Троилит (FeS)	430
FeO [как компонент железомагнезиальных силикатов, например, оливи (Fe _{0,1} Mg _{0,9}) ₂ SiO ₄]	300
Магнетит	130
Углеродные соединения *	100—200
Гидратированные магнезиальные силикаты *	0—100
Льды	0

* По данным Ларимера и Андерса [1967].

в результате которого обыкновенные хондриты образовались из исходного материала, около 80% серы было потеряно, а натрий, калий и рубидий оставались в основном незатронутыми. Точно так же, железные метеориты содержат в среднем только 1% серы, следовательно, они, очевидно, образовались в условиях (до выделения металлической фазы), в которых концентрация Na, K и Rb не уменьшалась, на что указывают составы силикатных включений, обнаруженных в железных метеоритах.

Льюис [1971] и Холл, Марти [1971] выявили эту проблему¹ и предложили интересное ее решение. Они заявили, что K и Rb фактически являются халькофильными в условиях образования ядра, и в соответствии с этим при разделении переходят преимущественно в сульфидную фазу, которая уходит в ядро. Таким образом, Земля в целом обладает хондритовым составом и не обеднена летучими металлами.

Высказанное предположение базируется на довольно шатких термодинамических данных. Результаты детальных экспериментальных исследований распределения калия между расплавами Fe — FeS и целым рядом силикатов показывают, что калий не обладает указанными халькофильными свойствами и не должен уходить преимущественно в ядро². Таким образом, не может оставаться разумно обоснованных сомнений в корректности приведенного выше заключения, касающегося обеднения Земли щелочными металлами и другими летучими элементами относительно примитивного состава. Проблема, заключающаяся в том, что большая часть серы остается, в то время как теряется большая часть ще-

¹ Однако они, очевидно, игнорировали обеднение мантии натрием.

² См. работы Oversby, Ringwood [1972, 1973].

лочных металлов, не перестает быть наиболее трудным препятствием, с которым сталкиваются гипотезы Марти — Холла — Льюиса.

Однако это не значит, что нет и других серьезных проблем. Эта модель требует местного химического равновесия между преимущественно (на 85%) металлической фазой железа и окружающими силикатами. Сидерофильные элементы должны, таким образом, при распределении переходить в металлическую фазу и уноситься в ядро. Следовательно, высокие содержания сидерофильных элементов в пиrolите остаются необъяснимыми. Действительно, по сравнению с исходными содержаниями в пиrolите по меньшей мере в 10 раз больше никеля, кобальта и меди, чем серы. Трудно поверить, что процесс образования ядра сопровождался в 10 раз более эффективным экстрагированием серы по сравнению с другими элементами. Кажется более вероятным, что основное обеднение серой в отличие от других летучих компонентов произошло при образовании Земли (при этом можно допустить, что ограниченные количества, скажем 20%, первичной серы остались, и теперь существуют в ядре. См. раздел 16-9).

Другая проблема связана с содержанием железа в мантии. Из модели Холла — Марти следует, что величина отношения (молярного) $Fe/(Fe+Mg)$ составляет 0,3, а это намного больше, чем для пиrolита и фактически выше того значения, которое совместимо с геофизическими ограничениями, обсуждавшимися в гл. 14. Другой аспект этой проблемы — окислительно-восстановительное состояние мантии и природа равновесия газовых фаз. Эта модель приводит к окислительно-восстановительному состоянию, близкому к тому, которое вытекает из более ранних гипотез гомогенной аккреции (разд. 16-3), следовательно и здесь возникают аналогичные трудности.

Альтернативные подходы. Трудности, связанные с моделями гомогенной аккреции, были причиной того, что некоторые авторы отвергли эти модели и исследовали другие возможности. Рингвуд [1960, 1966a, b] развил «одностадийную» модель, согласно которой Земля образовалась при аккреции в холодном протопланетном облаке из планетезималей, напоминающих по составу углестые хондриты первого типа. В соответствии с этой моделью химические преобразования, приведшие к образованию металлического железа, испарению летучих и возникновению ядра произошли во время аккреции, а исходным источником энергии при этом была потенциальная гравитационная энергия Земли. В противоположность этому Турекьяном и Кларком [1969] была предложена модель негомогенной аккреции, развитая далее другими исследователями¹. По этой модели Земля образовалась путем аккреции из горячего конденсирующегося протопланетного облака, в котором развивалась первичная химическая зональность, соответствующая последовательности конденсации твердых фаз из облака.

¹ Clark, Turekian, Grossman [1972]; Grossman [1972a, b]; Anders [1968, 1971a]; Ganapathy [1970]; Cameron [1973]; Anderson [1973]; Anderson, Hanks [1972].

Во многих аспектах эти гипотезы диаметрально противоположны. Однако они имеют один важный общий элемент. В обоих случаях утверждается, что сидерофильные и литофильные элементы, существующие теперь в мантии, были привнесены в форме примитивной низкотемпературной компоненты, в общем напоминающей по составу углистые хондриты первого типа и, что привнесена эта компонента при таких условиях, при которых не наступило равновесие с металлическим железом. В «одностадийной» модели привнос этой компоненты происходит на самой ранней стадии аккреции, а в модели «гетерогенной аккумуляции» этой компонентой слагается верхний покров планеты на финальной стадии аккреции.

16-5. ГИПОТЕЗЫ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККУМУЛЯЦИИ

Одна из самых ранних гипотез этой категории была предложена Эйкеном [1944], который исследовал поведение при конденсации горячих солнечных газов. Подобные газы могли быть, например, отторгнуты от Солнца в силу приливного взаимодействия с проходящей звездой, как утверждает гипотеза образования Солнечной системы Джинса. Эйкен нашел, что расплавленное металлическое железо будет конденсироваться первым, а вслед за ним силикаты. Он предположил также, что крупномасштабная структура Земли с ее металлическим ядром, окруженным силикатной мантией, возникла как прямое следствие последовательной конденсации этим путем. Однако учитывая следствия гипотезы Джинса и данные, полученные Латимером [1950], Юри [1952] и другими исследователями, свидетельствующие, что по меньшей мере часть Земли аккумуляровалась при низкой температуре, а скорее всего в холодном протопланетном облаке, предположения Эйкена были отброшены в пользу моделей гомогенной аккумуляции, рассмотренных в разд. 16-3.

В последние годы модель гетерогенной аккумуляции Земли была пересмотрена¹ в связи со специальной теорией образования Солнечной системы, выдвинутой Камероном с сотрудниками². Согласно этой теории Солнечная система возникла из вращающегося дископодобного облака, масса которого вдвое превышала солнечную. Камерон показал, что сжатие облака такой массы приведет к возникновению высоких температур (1000—1700°С) в той его зоне, где располагаются планеты земной группы (рис. 16-1). Более того, время диссипации облака очень короткое (10^3 — 10^4 лет), и Камерон отстаивает точку зрения, что планеты большей частью образовались за этот короткий промежуток времени, до того, как закончилась диссипация облака.

При тех *P-T*-условиях, которые были достигнуты во внутренних областях протопланетного облака, частицы пыли, существовавшие

¹ Turekian, Clark [1969]; Clark, Turekian, Grossman [1972]; Grossman [1972a, b]; Anders [1968, 1971a]; Ganapathy et al. [1970]; Anderson [1973].

² Kameron [1962, 1963, 1969, 1970, 1972, 1973a, b, c]; Ezer, Cameron [1963]; Cameron, Pine [1973].

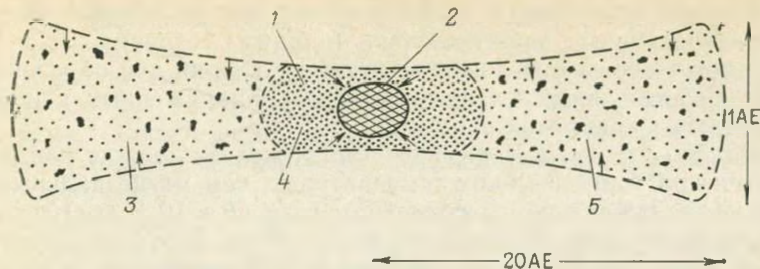


Рис. 16-1. Протопланетное облако согласно модели Камерона. Масса облака достигает 2 солнечных.

1 — горячая центральная область, полное испарение, $P=10^{-3}-10^{-4}$ ат; 2 — область конденсации Солнца; 3 — холодная область конденсации льдов (планеты-гиганты); 4 — планеты земной группы конденсируются и аккумулируются в этой области; 5 — ледяные планетезимали и газы H_2 , He. Вне масштаба

сначала в исходном облаке, должны были полностью испариться. При остывании газовой фазы компоненты должны конденсироваться в очень широком интервале температур, что создавало возможность сложного химического и физического фракционирования. Последовательность конденсации горячих солнечных газов рассчитывалась многими авторами¹ с использованием новейших термодинамических данных. Как правило, по результатам расчетов металлическое железо и силикаты конденсируются при высоких температурах, а окисленное железо, сульфиды железа и гидратированные силикаты — при низких температурах (табл. 16-3). Было показано, что многие химические различия между несколькими классами хондритовых метеоритов могут быть в принципе объяснены селективной конденсацией из газовой фазы, следующей за повторным перемешиванием фракций, конденсировавшихся в определенных температурных интервалах и в соответствующих пропорциях². Следует отметить, однако, что целый ряд исследователей (Камерон и др.) признавая влияние на состав метеоритов селективной конденсации и испарения, сопровождающихся повторным перемешиванием различных фракций, тем не менее не уверены, что P - T -условия, требуемые для протекания этих процессов, существовали во внутренней области протопланетного облака (см. рис. 16-1) в смысле определения средних P - T -условий, которые последовательно существовали в этой области на протяжении всей ее эволюции. Наиболее вероятные условия фракционирования при испарении — конденсации и образовании хондр, как считают некоторые исследователи, обеспечиваются сильно локализованными ударными явлениями на поверхностях родительских тел метеоритов, размеры которых соответствуют астероидам или даже больше³. Столкно-

¹ Lord [1965]; Larimer [1967]; Grossman [1973]; Wood [1963].

² Grossman [1972a, b; 1973]; Larimer, Anders [1967, 1970]; Anders [1968, 1971a].

³ Urey, Craig [1953]; Urey [1956]; Fredriksson [1963, 1969]; Ringwood [1966c]; Kurat, Keil, Prinz, Nehru [1972]; Wlotzka [1969]; Kurat [1970]; King, Carman, Butler [1972]; Dodd [1971]; Frederiksson Noonau, Nelen [1973].

вения комет, приводящие к образованию быстро остывающих газовых шаров примитивного состава (однако обедненных II и Ne), также могут обеспечить соответствующие условия для образования хондр и обогащенных Ca-Al включений, обнаруженных в некоторых углистых хондритах.

Согласно расчетам Ларимера [1967], железо должно конденсироваться при более высоких температурах, чем магнезиальные силикаты в охлаждающемся солнечном газе ($P \approx 10^{-3}$ атм), что соответствует ранним результатам, полученным Эйкеном. Результаты этих расчетов Турекьян и Кларк [1969] применили к модели Камерона предположив, что аккреция Земли происходила одновременно с конденсацией протопланетного облака в течение примерно 10^4 лет, и это привело к стратификации Земли в глобальной мантйе и образованию железного ядра, окруженного нижней мантйей преимущественно из магнезиальных силикатов. Самая последняя стадия аккреции произошла после того, как облако остыло до относительно низких температур, так что равновесные конденсаты включали окисленное железо, сульфиды железа, гидратированные магнезиальные силикаты и различные летучие элементы. Этот суммарный состав близок к составу углистых хондритов первого типа. Полагают, что такого рода материал, обогащенный летучими элементами и перемешанный с образовавшимися ранее высокотемпературными конденсатами, не успевшими к тому времени аккретировать, аккумулировался Землей в течение длительного времени (10^5 — 10^7 лет), и из него образовалась система кора — мантйя¹.

Важным моментом такой модели гетерогенной аккумуляции² является то обстоятельство, что верхняя мантйя никогда не была в контакте с ядром. «Это прямое следствие малой длительности главной фазы аккреции, которая обеспечивает возможность того, что ядро, окруженное нижней мантйей, оказывается в центре до того, как образовались внешние слои»³. На этом пути обеспечивается приемлемое объяснение граничных условий, обсуждавшихся в разделе 16-2, т. е. высокое содержание сидерофильных элементов в верхней мантйе, в высокой степени окисленное состояние этой области и захват ее летучих, среди которых преобладают H_2O и CO_2 .

Некоторые общие рассуждения. Прежде, чем разбирать достоинства этой модели, должны быть рассмотрены некоторые общие аспекты.

Для того, чтобы обеспечить требуемые высокие температуры в протопланетном облаке и быструю аккрецию планет, модель, по-видимому, довольно прочно увязана с частными гипотезами Камерона о массивном исходном протопланетном облаке, достигающем двух солнечных масс. Следует, однако, напомнить, что существует несколько альтернативных и конкурирующих гипотез о

¹ См. также Anders [1968].

² Turekian, Clark [1969].

³ Clark, Turekian, Grossman [1972].

развитии протопланетного облака (разд. 16-6), и что они отличаются по основным положениям от гипотезы Камерона. В настоящей главе неуместно обсуждать их достоинства и недостатки, просто следует отметить, что это очень противоречивая и сложная тема. Однако есть одна очевидная астрофизическая трудность, с которой сталкивается гипотеза Камерона и которую нельзя игнорировать¹.

Согласно гипотезе Камерона [1973a] требуется, чтобы почти целая солнечная масса была потеряна в процессе образования Солнца и планет. Возможно, потеря $1/5$ солнечной массы может произойти за счет интенсивного солнечного ветра, испускавшегося Солнцем в фазе Тау Тельца. Однако остальное вещество должно быть потеряно из области, где аккумуляровались планеты. Эта модель недвусмысленно подразумевает быстрое остывание протопланетного облака в течение 10^3 — 10^4 лет, сопровождавшееся осаждением твердых металлов, окислов и силикатных планетезималей в области образования планет земной группы. Точно так же аккреция планет из конденсирующегося материала достигает высокой эффективности, поскольку она синхронизируется с остыванием облака за этот короткий промежуток времени. Согласно гипотезе, в области зарождения планет земной группы должно было быть твердого вещества примерно в 100 раз больше, чем в настоящее время.

Если принять во внимание предложенную здесь высокую эффективность процессов конденсации и аккреции, то возникает вопрос, почему планетами земной группы захвачена столь небольшая доля от имеющихся в наличии твердых конденсатов? Как огромное количество неаккумулировавшихся твердых конденсатов было удалено из Солнечной системы? Имеющиеся до сих пор ответы неудовлетворительны². Большая часть горячих твердых конденсатов обязательно должна была собраться в планетезимали, которые, в свою очередь, должны были образовать дополнительные планеты. Проблемы, касающиеся удаления больших агрегатов твердых веществ за пределы Солнечной системы, неизмеримо более сложные, чем в случае с газами.

Возвращаясь к гипотезам гетерогенной аккумуляции, при последовательных термодинамических исследованиях можно обнаружить сложности в простой схеме, предложенной Турекьяном и Кларком. Например, используя новейшие результаты измерений солнечных концентраций и термодинамические данные, Гроссман [1972a] установил большую степень перекрытия в интервалах конденсации железа и магниезиальных силикатов. При давлении 10^{-3} атм 46% железа конденсируется раньше появления форстерита, но после этого магниезиальные силикаты и железо кристаллизуются одновременно. Однако при давлении $3 \cdot 10^{-4}$ атм, что соответствует давлению в этой области, где аккумуляровалась

¹ Kaula [1968]; Öpik [1973].

² Cameron [1973a].

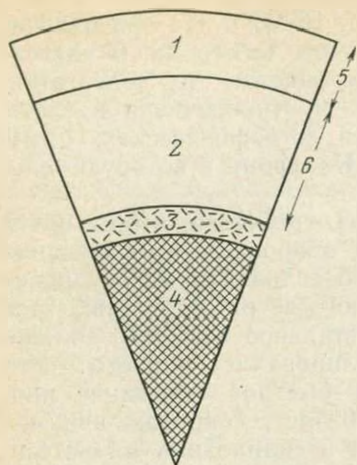


Рис. 16-2. Зональная структура Земли в соответствии с гипотезой гетерогенной аккреции Турекьяна и Кларка [1969].

Предполагается, что отделившийся слой окислов Ca и Al первоначально находился во внутренней части ядра. По данным Андерсона и Хэнкса [1972], 1 — смесь магнезиальных силикатов, Fe_2O_3 , гидратированных силикатов и других низкотемпературных конденсатов, обедненная Ca и Al; 2 — не содержащие железа магнезиальные силикаты; 3 — окислы Ca, Al; 4 — железное ядро; 5 — верхняя мантия; 6 — нижняя мантия

(рис. 16-2). Если пренебречь трудностями, связанными с тем, что окислы Ca и Al должны образовывать внутреннее ядро, и позволить подняться им к поверхности через окружающий металл⁴, то они должны будут выделиться в основании мантии с образованием слоя мощностью несколько сотен километров. Этот слой должен бы обладать резко отличными сейсмическими свойствами, чего в действительности не наблюдается.

Точно так же следовало бы ожидать, что верхняя мантия, представляющая собой низкотемпературную поздно аккумулярованную компоненту Земли, будет в значительной степени обеднена Ca, Al и другими нелетучими элементами. Пока ясно одно, что области зарождения базальтов в верхней мантии не обедне-

Земля¹, только 30% всего железа конденсируется до того, как оно будет связано в магнезиальных силикатах. Неопределенности в этих оценках значительны. Таким образом, бывшая привлекательной ранее «чистая» картина² аккумуляции железного ядра совершенно отдельно от аккумуляции мантии в значительной степени становится «запятнанной»³. Другая проблема заключается в конденсации в высшей степени нелетучих окислов, главным образом CaO и Al_2O_3 . Они почти полностью конденсируются ранее железа и, следовательно, в соответствии с моделью отчетливо отделяться от магнезиальных силикатов нижней мантии (см. табл. 16-3). Теоретически Земля должна обладать внутренним ядром, состоящим из нелетучих окислов, главным образом CaO и Al_2O_3 .

Применение модели к Земле — некоторые частные трудности.

1. Зональность мантии. Согласно модели гетерогенной аккреции Земля должна иметь радиальную зональность по летучести

¹ Cameron [1973c].

² Turekian, Clark [1969].

³ Clark, Turekian, Grossman [1972].

⁴ Андерсон и Хэнкс [1972] предположили, что Земля действительно образовалась таким путем, однако содержание V+Th во внутреннем ядре окислов этих элементов приводит к выделению такого количества тепла, которое достаточно для того, чтобы расплавить окружающее железное ядро, а это позволит обогащенному Ca и Al материалу внедриться в нижнюю мантию. В связи с этим модель обрывает значительными сложностями.

ны Ca, Al, Ti, Zr и другими элементами относительно Mg+Si по сравнению с исходными концентрациями. Действительно, относительные содержания этих элементов в пиролите (разд. 5-3; 5-4) напоминают их исходные относительные содержания.

2. Содержание железа в нижней мантии. Расчеты равновесия¹ показывают, что значительные количества FeO не начинают связываться магnezиальными силикатами, конденсирующимися из солнечных газов до тех пор, пока температура не упадет до 400°C (рис. 16-3). Это значительно ниже той температуры, при которой нижняя мантия, как можно думать, конденсируется в соответствии с

моделью гетерогенной аккреции (от 1000 до 1200°C). Согласно требованиям модели магnezиальные силикаты в нижней мантии существенно свободны от FeO (см. рис. 16-3). Содержание железа в нижней мантии широко обсуждалось в гл. 14. Был сделан вывод, что величина отношения FeO/(FeO+MgO) в этой области почти определенно лежит между значениями 0,1 и 0,2 и, скорее всего, аналогична значению для пиролитовой верхней мантии (0,12). Если нижняя мантия не содержит железа, то кривая распределения объемной скорости звука в ней ($\Phi = K/\rho$) должна лежать намного выше кривой распределения плотностей.

Отсюда можно сделать вывод, что гипотеза гетерогенной аккумуляции дает в общем неудовлетворительное объяснение установленных свойств мантии Земли. Она требует отчетливой вертикальной зональности содержания Ca и Al относительно Mg и Si, железа относительно MgO и других летучих компонентов относительно нелетучих (см. ниже). Фактически основные выводы, которые могут быть сделаны из этой и предыдущих глав, состоят в том, что мантия в первом приближении химически однородна в крупном масштабе.

3. Летучие в верхней мантии. Согласно допущениям, сделанным в модели², верхняя мантия аккумулировалась относительно медленно в холодных условиях и представляет собой смесь из двух компонентов — высокотемпературных конденсатов А, состоящих главным образом из силикатов и металлического железа, которое не сконденсировалось во время главной фазы

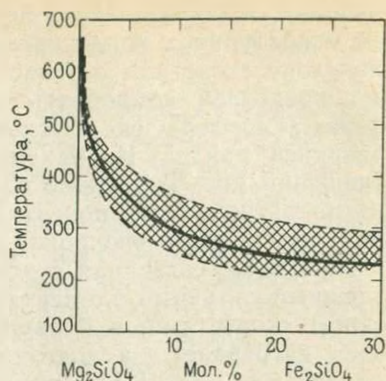


Рис. 16-3. Равновесное содержание фаялитовой молекулы в оливине как функция температуры в частично сконденсировавшейся системе солнечного состава.

Затененная область соответствует величинам неопределенности. По данным Гроссмана [1972a]

¹ Grossman [1972a].

² Turekian, Clark [1969]; Clark, Turekian, Grossman [1972].

аккреции, и обогащенного летучими и окисленным железом низкотемпературного конденсата В, который обладает в широком диапазоне сходством с углистыми хондритами первого типа. За счет последней компоненты в основном формировалась гидросфера, атмосфера, ею обусловлено содержание летучих металлов в верхней мантии. Из баланса масс и рассмотрения изотопных соотношений Rb—Sr¹ можно сделать оценку, согласно которой низкотемпературный компонент В должен составлять около 10% наиболее позднего «покрова».

Проблема, связанная с этой моделью, состоит в том, что обогащенный летучими элементами материал падал на Землю с высокими скоростями, и большая его часть испарялась или интенсивно нагревалась, а поэтому он довольно основательно дегазировался (см. рис. 16-5). Лишь очень малая часть выпадающего на Землю материала преодолевала атмосферу, оставаясь в холодном состоянии. Таким образом, аккумуляция летучих на поздней стадии обеспечивала лишь малоэффективный захват их твердой Землей, чтобы позднее выделить их путем дегазации. Тем не менее значительные количества летучих были захвачены и оказались в пиролите, который содержит 0,1% H₂O и 16 частей на 1 млн. N₂ (см. разд. 4-6). Количество этих захваченных летучих в верхней мантии превышает их современное содержание в атмосфере и гидросфере². Такая ситуация труднодостижима, если летучие попадали на Землю в процессе формирования покрова материала на поздней стадии аккреции. Проблема обостряется для таких газов, как азот и, возможно, инертных газов.

4. Сера в верхней мантии. Равновесия конденсации показывают, что Fe должно быть главным компонентом низкотемпературного (<400°С) конденсата в протопланетном облаке. Согласно модели гетерогенной аккумуляции верхняя мантия должна содержать около 0,1 от первичного содержания серы в форме FeS. В действительности, однако, пиролит в высшей степени обеднен серой; современное содержание ее в пиролите составляет менее 1% от первичного³.

5. Состав ядра. Данные по плотности и упругим свойствам свидетельствуют о том, что ядро Земли состоит не из чистого никелистого железа, а, кроме того, включает существенное количество (от 10 до 20%) более легких элементов⁴. О природе этих легких элементов (или элемента) мнения расходятся. В качестве наиболее обещающих в этом смысле рассматриваются сера, кремний и углерод. Существование этих элементов в ядре не может быть объяснено в рамках модели гетерогенной аккумуляции, поскольку металлы, которые конденсируются рано, представлены почти нацело никелистым железом, в котором нет ни серы, ни

¹ Gast [1972].

² Ringwood [1960, 1966a, b].

³ Ringwood [1966a, b].

⁴ См., например, Birch [1963, 1964]; Steward [1973].

кремния, ни углерода. Модель не предлагает, следовательно, какого-либо приемлемого средства для введения этих элементов в ядро¹.

Обсуждение. Модель гетерогенной аккумуляции в ее первоначальной форме² с необходимостью приводит к образованию Земли, характеризующейся отчетливой химической зональностью. Эта структура не может быть увязана с наблюдениями и выводами о фактическом составе мантии, если не постулировать последние каких-то очень эффективных процессов перемешивания после аккреции, которые привели бы к ее однородности. Однажды возникшую крупномасштабную стратификацию очень трудно устранить. Даже, если она первично нестабильна, например, более плотный слой залегает на менее плотном, наиболее вероятный результат выразится в простой конвективной перемешивании местами этих слоев, что приведет к их обратной последовательности и стабильной стратификации.

Единственным процессом, который, казалось бы, подходит для осуществления сплошного перемешивания неоднородной мантии, могло бы быть выделение первоначально рассеянной металлической фазы в ядро Земли, тем более, что это явление связано с освобождением достаточно большого количества энергии. Эта трудность гомогенизации, очевидно, имелась в виду, поскольку в более поздних вариантах модели³, в рамках которых большая часть металлического железа аккумуляровалась одновременно с магниезиальными силикатами, считалось, что нижняя мантия, скорее всего, перемешана в процессе отделения ядра, и поэтому она предположительно однородна. Сделанное допущение не коснулось более равномерного распределения по нижней мантии ее самого нижнего слоя, обогащенного Са и Al. В соответствии с пересмотренной моделью все равно требуется, чтобы нижняя мантия была свободна от FeO, и чтобы верхняя мантия не участвовала в процессе гомогенизации и перемешивания, поскольку она аккумуляровалась после того, как эта гомогенизация закончилась. Таким образом, модель оставляет открытыми все те вопросы, которые перечислялись в предыдущих разделах.

16-6. АККРЕЦИЯ ПЛАНЕТ В ХОЛОДНОМ ПРОТОПЛАНЕТНОМ ОБЛАКЕ

Обычно считается, что планеты образовались путем аккреции в исходном дискообразном облаке, окружавшем Солнце. Минимальная оценка массы облака получена из данных о современных массах планет, дополненных недостающими летучими элементами, главным образом, водородом и гелием, которые были потеряны Солнечной системой. Доля потерянных летучих элементов

¹ Levin [1972].

² Turekian, Clark [1969].

³ Clark, Turekian, Grossman [1972]; Grossman [1972a].

легко может быть получена из солнечных содержаний (табл. 16-4). Было установлено, что минимальная масса облака составляет около 1% массы Солнца. Учитывая неопределенности в оценках количества газов, потерянных внешними планетами, в величинах солнечных содержаний и в количестве вещества, присутствующего в кометном облаке Оорта¹, первичное облако могло достигать массы, которая составляла несколько процентов от массы Солнца. Это самая простая и самая «экономичная» гипотеза, которая может быть предложена и которая принята большинством исследователей, занимавшихся вопросами космогонии, например, Шмидтом [1958], Юри [1952], Койпером [1952], Сафроновым [1972], Шацманом [1967], Хойлом [1960], Эпиком [1973] и Прентайсом [1974].

Таблица 16-4

Массы главных компонентов исходного протопланетного облака

	Вес. %
Газы H, He	98
«Льды» C, N, O, Ne, S, Ar, Cl (в форме гидридов, за исключением Ne, Ar)	1,5
«Породы» Na, Mg, Al, Si, Ca, Fe, Ni (в форме силикатов и окислов)	0,5

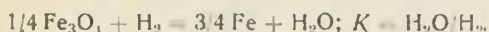
Механизмы, с помощью которых такая небольшая масса распределяется по диску с размерами Солнечной системы, до конца не поняты. Хойл [1960] и другие авторы предполагают существование ротационной нестабильности, которая должна возникать, когда коллапсирующее протопланетное облако сжимается до размеров орбиты Меркурия, и которая сопровождается гидромагнитной связью между Солнцем и веществом, выброшенным центробежными силами. Это приводит к переносу углового момента от Солнца к облаку, что замедляет вращение Солнца и является причиной расширения облака далеко в стороны и образования исходного диска. Другая и, возможно, более реальная модель, предложенная Шацманом [1967] и Прентайсом [1974], главную роль отводит турбулентной конвекции в процессе коллапсирования протопланетного облака. Турбулентное давление во внешних областях намного превосходит нормальное давление газа, что выражается в очень малой величине коэффициента момента инерции ($I/MR^2 \sim 0,01$) сжимающейся системы, а это допускает существование ротационной нестабильности, начинающейся на уровне орбит внешних планет. Таким образом, вещество непрерывно или эпизодически терялось протопланетным облаком по мере его сжатия, в то время как угловой момент передавался от солнечных

¹ Орик [1973].

конденсатов к окружающему облаку за счет турбулентной вязкости. Остаточное вещество быстро коллапсировало с образованием диска (по Шацману) или серии колец (по Прентайсу) аналогично классической конфигурации, предложенной Лапласом (рис. 16-4).

Независимо от механизма образования фундаментальный результат состоит в том, что облако с такой малой массой должно быть относительно холодным (менее 0°C) на той стадии, когда оно сжалось в диск или систему колец¹, исключая ближайшую к Солнцу область внутри орбиты Меркурия. В соответствии с этим классом моделей в облаке произошло отделение твердой фазы от газообразной, что привело к образованию планетезималей, из которых с необходимостью аккумуляровались планеты; это должно было происходить при относительно холодных условиях. Такая точка зрения в прошлом разделялась большинством исследователей, занимавшихся вопросами космогонии². Эта точка зрения разделяется и автором в связи с его попытками интерпретировать химизм образования планет.

Применяя общепринятую терминологию можно думать, что твердые частицы в холодном протопланетном облаке состоят из смеси «пород» и «льдов», приведенных в табл. 16-4. При рассматриваемых низких температурах должна была происходить полная конденсация окислов металлов, сопровождающаяся конденсацией «льдов» в различной степени. Особенно важна здесь степень окисленности железа, которая контролируется равновесием:



В протопланетном облаке величина K фиксируется относительными содержаниями водорода и кислорода, которые определяют значение отношения $\text{H}_2\text{O}/\text{H}_2 \sim 10^{-3}$. Константа равновесия K связана также с величиной изменения свободной энергии ΔG для приведенной выше реакции по хорошо известному соотношению:

$$\Delta G_T = -RT \ln K.$$

С помощью величины ΔG_T , полученной из термохимических данных и величины K , определяемой отношением $\text{H}_2\text{O}/\text{H}_2$ в протопланетном облаке была получена температура равновесия для приведенной выше реакции, которая составила 130°C . При температурах ниже этого значения железо должно бы было окис-

¹ Этот результат не противоречит возможности, что вещество облака могло пройти через переходную высокотемпературную стадию, которая являлась частью процесса конденсации Солнца, что происходило до того, как это вещество было выброшено центробежными силами и образовало диск или систему колец.

² Предложенная Камероном модель массивного облака (две солнечных массы) требует существования высоких температур во внутренних областях Солнечной системы, что представляет собой исключение (см. разд. 16-5).

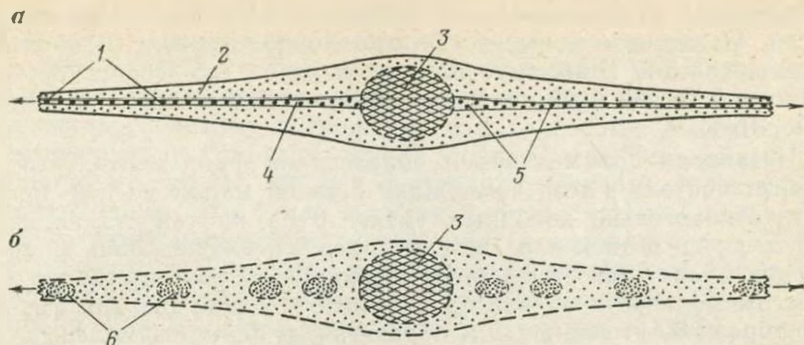


Рис. 16-4. Поперечные разрезы, показывающие центральное солнечное сгущение, окруженное «малым» (от 1 до 5% солнечной массы) облаком пыли и газа: *а* — протопланетное облако дискообразной формы; *б* — протопланетное облако с кольцами Лапласа-Прентайса.
 1 — Планеты-гиганты T менее $200^\circ K$; 2 — оболочка H и He; 3 — солнечное сгущение; 4 — пыль и планетезимали концентрирующиеся в экваториальной плоскости; 5 — планеты земной группы, $T \sim 300^\circ K$; 6 — кольца Прентайса-Лапласа или протопланеты Койпера первичного состава

латься до магнетита¹, а при более высоких температурах должно бы было восстанавливаться до металлического.

Согласно Латимеру [1950] этот важный результат показывает, что в холодном первичном протопланетном облаке все железо должно было существовать в первоначально окисленном состоянии. Поскольку известно, что Земля, Луна, метеориты и почти определенно Венера и Меркурий содержат металлическое железо, то отсюда следует, что аккреции пыли с образованием планет либо предшествовало частичное восстановление окисленного железа до металлического состояния, либо она сопровождалась этим процессом.

Несколько лет назад Юри [1953] предположил, что особый класс метеоритов — углистые хондриты первого типа — могут быть тесно связаны с пылевыми частицами примитивного состава в протопланетном облаке. Результаты анализа этих хондритов приведены в табл. 16-5, из которой видно, что все железо находится в окисленном состоянии, как это и следует ожидать для такого примитивного материала. Здесь также присутствуют весьма значительные количества летучих компонентов, тех, которые отнесены ко «льдам» в табл. 16-4. Детальный химический анализ показал, что углистые хондриты первого типа сохранили в значительной мере первичные концентрации большинства элементов за исключением тех, которые являются летучими в высшей степени². Они претерпели очень простую химическую и тепловую

¹ Значительная доля железа должна находиться также в форме FeO в твердом растворе в оливинах и пироксенах. Температуры, необходимые для того, чтобы восстановить FeO в составе этих минералов до металлического состояния (при солнечном отношении H_2O/H_2), должны быть выше и могут достигать $500^\circ C$ (см. рис. 16-3).

² Ringwood [1966c]; Anders [1971a, b].

историю и не были нагреты до температуры выше 100°С после того, как аккумуляровались в родительское тело метеоритов. Целый ряд полученных теперь свидетельств подкрепляет точку зрения, что эти метеориты представляют собой объекты чрезвычайно примитивного состава.

Таблица 16-5

Состав углистых хондритов первого типа (по данным Оргель-Виика, 1956 г.)

	Вес. %		Вес. %
SiO ₂	22	Na ₂ O	0,7
FeO *	23	Cr ₂ O ₃	0,4
MgO	15	H ₂ O	19
Al ₂ O ₃	1,6	S	5,7
CaO	1,2	Углистый материал	9,7
NiO	1,2		

* Fe₂O₃ и FeO пересчитаны на FeO.

Одна из замечательных особенностей этих хондритов — большое количество углистого материала в их составе, включая широкий спектр сложных органических соединений. Возможно, эти органические соединения образовались по реакции Фишера—Тропша, когда смесь газов, состоящая главным образом из монооксида углерода и водорода, охлаждалась в присутствии зерен силикатов и окислов, которые действовали как катализатор. В этих условиях вместо реакции с образованием термодинамически устойчивого метана легко возникает целый ряд сложных метастабильных органических соединений¹, которые могут существовать неограниченно долго в том случае, если охлаждение шло достаточно быстро.

Факт установления широкого спектра органических молекул космического происхождения², которые, возможно, образовались на поверхностях частиц в холодном газовой-пылевом облаке, свидетельствует о космохимической значимости этих процессов, особенно в связи с явлением конденсации и захватом углерода наряду с окисленным железом. Можно ожидать, что такие молекулы должны также образовываться в Солнечной системе при быстром охлаждении и конденсации первично нагретых солнечных газов после того, как они были центробежными силами выброшены с Солнца и образовали холодное протопланетное облако³.

¹ Studier, Hayatsu, Anders [1968]; Anders [1971a].

² Buhl, Ponnameruna [1971]; Brown [1974].

³ Herbig [1970].

Хотя углистые хондриты составляют лишь 4% от всех хондритов, упавших на Землю, вероятно, что на самом деле их распространенность намного превосходит эту цифру. Из-за хрупкости они имеют гораздо меньше шансов сохраниться проходя через атмосферу по сравнению с другими более прочными метеоритами. Можно думать, что большинство метеоритов содержит дисперсную компоненту, родственную углистым хондритам, а отдельные ксенолиты углистых хондритов были найдены в метеоритах большинства других классов. Главный компонент вещества межпланетного пространства, которое выпадало на Луну в течение последних 3 млрд. лет, по химическому составу напоминает материал углистых хондритов¹. Более того, самая широко распространенная компонента популяции современных метеоритов, проникающих в атмосферу Земли, представлена хрупким материалом с низкой плотностью, который скорее всего связан с углистыми хондритами и кометами². Наконец, можно думать, что сами кометы состоят из смеси примитивного состава, в которую в соответствии с табл. 16-5 входят компоненты «пород» и «льдов», обладающих средним значением молекулярного веса около 21. Эпик [1973] считает, что кометы состоят из материала, возникшего путем аккреции первоначально в окрестностях Юпитера, после чего, за счет гравитационных взаимодействий он был выброшен в область нахождения его современного резервуара на окраинах Солнечной системы (сфера Оорта). Общая масса комет может быть достаточно велика (около 1,5 земных масс), и они могут представлять исходный материал, из которого начали аккумулироваться внешние планеты.

Предыдущее обсуждение, несмотря на его отвлеченный характер, имело целью подчеркнуть следующие положения, которые, как нам кажется, имеют далеко распространяющееся космохимическое значение.

1. Химические и термодинамические данные показывают, что твердые конденсаты в холодном протопланетном облаке должны были в своем первичном составе содержать металлы, включая железо, преимущественно в форме окислов, наряду с углистыми соединениями и существенными количествами других летучих — в частности, воды и серы.

2. Материал, состав которого напоминает ожидаемый для низкотемпературных конденсатов, представлен значительными количествами и широко распространен во внутренних частях Солнечной системы (в области между Юпитером и Венерой) в течение последних 4,5 млрд. лет.

3. В свете этих представлений в качестве рабочей гипотезы разумно принять, что планетезимали, из которых аккумулировались планеты земной группы (возможно, за исключением Мер-

¹ Ganapathy et al. [1970].

² McGrosky [1971]; Millman [1972].

курия), преимущественно состояли из примитивного окисленного и богатого летучими элементами материала.

Эти рассуждения составляют основу применяемого автором в течение ряда лет подхода¹ к проблеме образования планет. Во избежание путаницы следует разъяснить одно положение. Автор не считает, что примитивный материал, из которого образовались планеты, был идентичен углистым хондритам первого типа. Сущность модели в том, что она позволяет максимально приблизиться к составу примитивного материала². Углистые хондриты первого типа образовались, как можно думать, тогда, когда наиболее примитивный материал аккумулировался в составе малых родительских тел, которые нагревались до температуры около 100°С, претерпели слабую степень метаморфизма и перестройки, что сопровождалось, возможно, некоторым фракционированием летучих. С другой стороны, примитивные планетезимали, как можно думать, не прошли через эту фазу. Более того, что касается Земли, пыль, из которой образовались примитивные планетезимали, могла отделиться от облака при значительно более высоких температурах по сравнению с углистыми хондритами первого типа, что привело к довольно различным относительным концентрациям захваченных летучих элементов, в частности, это касается величины отношения H_2O/C . Различаться может также и распределение захваченных инертных газов³.

16-7. ГИПОТЕЗЫ ОДНОСТАДИЙНОГО ОБРАЗОВАНИЯ ЗЕМЛИ

Некоторые трудности, с которыми встречаются гипотезы гомогенной аккумуляции, были перечислены в разд. 16-3. Не последнее место среди них занимает сложность и надуманность этих гипотез. В частности, это касается многостадийности процессов химического и физического фракционирования, которые, как считается, происходили в протопланетном облаке до аккреции планет. При попытке избежать этих трудностей Рингвуд предложил более простую «одностадийную» гипотезу происхождения Земли, которая также распространяется на происхождение планет земной группы, хондритовых метеоритов и Луны⁴.

В рамках гипотезы предполагается, что Земля образовалась путем аккреции в первично холодном протопланетном облаке из планетезималей. Их состав соответствует конденсатам, существование которых можно ожидать в таком облаке на основании рас-

¹ Ringwood [1959, 1960, 1961a, 1962, 1966a, b, c, 1970a, 1974].

² Это положение детально обсуждается Рингвудом [1962, с. 332].

³ Недавнее обнаружение «солнечных» инертных газов в океанических толах [Dymond, 1973; Fisher, 1973] позволяет предполагать, что примитивный материал, из которого образовалась Земля, скорее мог содержать газы «солнечного», а не «планетарного» типа, которые были обнаружены в углистых хондритах.

⁴ Ringwood [1959, 1960, 1961a, 1966a, b, c, 1970a, b, 1972, 1974]; Ringwood, Clark [1971].

смотрения химизма, а это значит, что они должны представлять собой в высокой степени окисленный примитивный материал, содержащий углеродные соединения, воду и другие летучие компоненты, напоминающая по составу углистые хондриты первого типа (см. разд. 16-6). Этим достигается далее то, что восстановление окисленного железа до металлического состояния, потеря летучих и дифференциация происходят одновременно и как непосредственный результат процесса первичной аккреции. Допущения о существовании промежуточных стадий восстановления и фракционирования в протопланетном облаке до начала аккреции становятся излишними, так что процесс в соответствии с этой гипотезой приобретает одностадийный характер.

Было сделано также допущение, что аккреция большей части Земли происходила в течение интервала в 1 млрд. лет или меньше. Согласно современным теориям этот период оценивается в пределах от 10^3 до 10^5 лет¹. Существующее на сегодня несовершенное понимание процессов аккреции допускает значительную свободу в предположениях о временном масштабе ее длительности. Следующее допущение состояло в том, что аккреция большей части Земли закончилась до того, как Солнце в своем развитии прошло через фазу Тау Тельца. Это допущение участвует и в других теориях образования планет².

Образование Земли в приведенных выше граничных условиях находится под сильным влиянием гравитационной энергии, выделяющейся в процессе аккреции, что в свою очередь контролирует химические равновесия в аккумулирующемся материале. Потенциальная гравитационная энергия E , которая выделяется, когда сфера массой M и радиусом r аккумулируется из высшей степени рассеянного пылевого облака, описывается выражением:

$$E = -3.5 GM^2/r,$$

где G — гравитационная постоянная. Для Земли величина этой энергии достигает 9000 кал/г. Это количество энергии достаточно для того, чтобы испарить всю Землю. Приведенное выше выражение показывает также, что энергия, приходящаяся на единицу массы, увеличивается примерно пропорционально квадрату радиуса аккумулирующейся Земли и достигает 15 000 кал/г на конечной стадии аккреции (рис. 16-5).

В процессе аккреции большая часть гравитационной энергии превращается в тепловую, которая в основном излучается в пространство. Условия равновесия на поверхности Земли (без атмосферы), растущей за счет аккреции в холодном облаке, имеют примерно следующий вид:

$$\rho GM(r) r \cdot dr dt = \varepsilon T^4,$$

¹ Cameron [1973a]; Clark, Turekian, Grossman [1972]; Hanks, Anderson [1969]; Safronov [1959]; Levin [1972]; Mc Donald [1959].

² Kuiper [1957].

где ρ — плотность, t — время в течение процесса аккреции, $M(r)$ — масса, заключенная в сфере радиусом r на момент времени t , r — радиус тела на время t , dr/dt — скорость аккреции, σ — постоянная Стефана—Больцмана, T — температура поверхности радиуса r .

Это уравнение может быть решено относительно T , если известно dr/dt . Однако в деталях процесс аккреции известен настолько плохо, что относительно скорости dr/dt возможны допущения в широком интервале. Как правило, принимается¹, что в течение большей части процесса аккреции ее скорость dr/dt резко увеличивается с ростом радиуса r . Однако в начале и в конце этого процесса величина dr/dt должна приближаться к нулю². Ясно, что интервал времени $t_{акк}$, за который происходит аккумуляция большей части Земли, имеет фундаментальное значение. Для широких пределов допущений, касающихся вида dr/dt , величина для $t_{акк} = 10^5$ лет приводит к высокому значению температуры (более 1500°C), развивающейся на последней стадии аккреции³, в то время как $t_{акк} = 10^8$ лет приводит к холодной аккреции, при которой в большинстве случаев температура на поверхности Земли менее нескольких сотен $^\circ\text{C}$ ⁴.

В моделях, предлагаемых автором, принимается, что время аккреции было таким коротким, что температура поверхности в течение большей части этого периода превышала 1000°C , поднимаясь до 1500°C и более на последних стадиях (см. рис. 16-5). Из этих моделей следует, что должна развиваться массивная примитивная атмосфера, состоящая главным образом из CO и H_2 и содержащая несколько процентов силикатов в испаренном состоянии. Последние должны конденсироваться во внешних наиболее холодных зонах атмосферы, в результате чего она становится в высокой степени непрозрачной, а это оказывает сильное изоли-

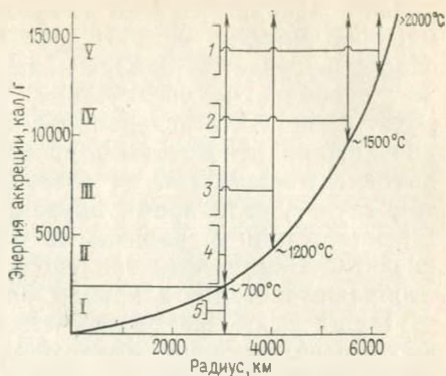


Рис. 16-5. Соотношение между энергией аккреции и радиусом растущей планеты земной группы.

I—V — главные стадии аккреции и их соотношения с энергией аккреции и примерной величиной температуры поверхности. Из работы Рингвуда [1970а].

1 — образование ядра, сопровождающееся выделением энергии. Испарение внешней мантии в примитивную атмосферу; 2 — селективное испарение $\text{SiO}_2 \pm \text{MgO}$; 3 — селективное испарение Na , K , Rb , Cs , Pb , Bi , Tl , In и других элементов в примитивную атмосферу; 4 — восстановление окислов железа до металлического состояния. Дегазация планетезималей за счет ударных процессов. Образование примитивной атмосферы; 5 — холодное окисленное богатое летучими элементами ядро

¹ Hoyle [1946]; Ter Haar, Wergeland [1948].

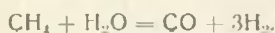
² Hanks, Anderson [1969].

³ Benfield [1950]; Urey [1952].

⁴ Urey [1952]; Safronov [1959, 1972]; Levin [1972]; Mac Donald [1959].

рующее влияние и резко уменьшает скорость, с которой гравитационная энергия, освобождающаяся во внутренних слоях атмосферы, излучается Землей. Таким образом, время аккреции может существенно увеличиться, хотя температуры при этом превысят 1500°C на поверхности. Элик¹ считает, что при разумных допущениях относительно прозрачности атмосферы, требуемые высокие температуры на поверхности могут достигаться даже в том случае, если время аккреции составляет около 1 млн. лет. В соответствии с граничными условиями, обсуждавшимися выше, развитие Земли представлено на рис. 16-5. На этой диаграмме изображены стадии аккреции, описанные ниже.

I стадия. На ранней стадии аккреции энергия этого процесса невелика и он идет относительно медленно. Соответственно, температуры низкие, так как они буферизируются скрытой теплотой испарения летучих компонентов (особенно воды) в аккумулярующемся материале. Таким образом на этой стадии образуется холодный окисленный богатый летучими элементами нуклеус из исходного материала. Его размер может составлять 10—15% от всей массы Земли, концентрации в нем большинства металлов соответствуют примитивному составу, а железо присутствует в окисленной форме. Однако можно ожидать, что при низких температурах будет происходить частичная дегазация. Равновесие определяется при этом следующей реакцией:



Константа равновесия $K_p = P_{\text{CO}} P_{\text{H}_2}^3 / P_{\text{CH}_4} P_{\text{H}_2\text{O}}$ составляет 10^{-25} при 25°C и $2 \cdot 10^7$ при температуре 1700°C . Таким образом, равновесие сильно смещено влево при низких температурах и вправо — при высоких. Соответственно, на стадии I можно ожидать частичную потерю углерода в виде метана. На этой стадии связывается также большая часть первичной серы, так что (Fe, Ni)S-фаза должна сосуществовать с минеральной ассоциацией силикатов, включающей магнетит, оливин и гидратированные железомagneзиальные силикаты, содержащие также NiO в твердом растворе. Стадия I представляется ключевой к геохимическому развитию Земли, поскольку в процессе ее протекания летучие компоненты надежно захватываются глубокими недрами растущей планеты.

Размер нуклеуса может соответствовать размеру Марса. Действительно, считается, что Марс представляет собой планету, процесс аккреции которой не вышел за пределы стадии I. Наблюдаемые химические и физические свойства Марса находятся в великолепном соответствии с такой интерпретацией².

II стадия. С ростом массы нуклеуса энергия выпадения планетезималей становится достаточной для того, чтобы происходило сильное нагревание при ударе, что ведет к восстановлению окисленного железа до металлического состояния в присут-

¹ Личное сообщение.

² Ringwood, Clark [1971].

ствии содержащего углерод вещества. Нагревом обусловлена также полная дегазация, что выражается в образовании примитивной восстановленной атмосферы. Поверхностные температуры на II стадии находятся, очевидно, в пределах от 700 до 1200°С.

III стадия. Когда масса нуклеуса увеличивается до размера, составляющего около 1/5 массы Земли, температура, при которой происходит аккреция, составляет примерно 1200°С. Восстановление окислов железа до металлического состояния теперь происходит скорее в примитивной восстановительной атмосфере (главным образом из CO и H₂), а не на твердой поверхности нуклеуса. При дальнейшем росте температуры в интервале от 1200 до 1500°С происходит восстановление и испарение целого ряда относительно летучих элементов (Na, K, Rb, Cs, Zn, Cd, Hg, Tl, In, Bi, Ga, Ge, Pb, S, Cl и др.) в примитивной атмосфере. Аккумулирующийся материал, таким образом, состоит из смеси металлического железа и свободных от железа силикатов, которая обеднена летучими компонентами.

IV стадия. Когда масса нуклеуса и скорость аккреции увеличиваются еще больше, температура становится достаточно высокой (более 1500°С) для того, чтобы произошло восстановление и испарение основных компонентов силикатной фазы выпадающих планетезималей. Термодинамические расчеты¹ показывают, что кремний (в форме SiO₂) является самым летучим среди главных компонентов и должен на этой стадии преимущественно испаряться в примитивную атмосферу. Следовательно, энстатитовая компонента аккумулирующегося материала теряя кремний замещается форстеритовой, которая становится самой преобладающей фазой аккумулирующегося материала. При еще больших температурах некоторое количество MgO должно восстанавливаться до магния и испаряться в примитивную атмосферу. На этой стадии часть кремния также должна восстанавливаться до элементарного состояния; при его внедрении в металлическую фазу образуется сплав ферросилиций². Менее летучие компоненты — кальций и алюмосиликаты совместно с ферросилицием — продолжают накапливаться на растущем нуклеусе. Таким образом, примитивная атмосфера становится избирательно обогащенной преимущественно кремнием и в меньшей степени магнием.

V стадия. В соответствии с моделью Земля развивалась «изнутри наружу», начиная с холодного окисленного нуклеуса, материал которого становился все более восстановленным и все более обогащенным металлической фазой по направлению от центра к поверхности. Такое состояние обладает гравитационной неустойчивостью. Когда плавление происходит с поверхности металл отделяется, образуя достаточно большие тела, которые могут, проходя через твердые недра, погружаться в ядро. Этот процесс сопровождается выделением большого количества энергии,

¹ Urey [1952]; Ringwood [1966b]; Grossman [1972a].

² Ringwood [1959, 1961b].

которое для Земли в целом составляет 600 кал/г. В результате внешняя часть земной мантии полностью испаряется, переходя в примитивную атмосферу. Атмосфера, связанная с Землей силами турбулентной вязкости, за счет центробежных сил принимает форму диска и охлаждается с образованием кольца планетезималей, из которого неизбежно аккумуляруется спутник. Более подробно эти процессы рассматриваются ниже.

Образование ядра. За исключением нуклеуса, состоящего из окисленного обогащенного летучими элементами материала, Земля аккумуляровалась из однородной смеси металлической и силикатной фаз. Отделение дисперсной металлической фазы с образованием ядра представляет собой процесс, который изменяет запас потенциальной гравитационной энергии таким образом, что достигается более устойчивое состояние. Большая часть энергии высвобождается в виде тепла, образующегося за счет вязкого взаимодействия, когда металлические тела, погружаясь, проходят через мантию. Важность этого источника энергии для теплового режима Земли впервые была отмечена Юри [1952], а впоследствии исследована Тоцером [1965] и Бёрчем [1965, а, б]. Количество тепла достигает 600 кал/г для Земли в целом¹ и его вполне достаточно для того, чтобы поднять ее температуру на 2000°С². Это количество тепла значительно превышает захороненное в недрах Земли за время аккреции в соответствии с распределением температур, приведенном на рис. 16-5.

Юри [1952, 1954, 1957, 1962] отстаивал точку зрения, что Земля формировалась в холодном состоянии и, что отделение большей части ядра происходило постепенно³ в течение геологического времени. За счет этого процесса приводились в действие механизмы конвекции в мантии и тектонических движений. В дальнейшем эта модель была развита другими авторами⁴. Однако Рингвуд [1960] указал на нестабильность, присущую процессу образования ядра, который, раз начавшись, закончится в очень короткое время. Увеличивающееся выделение тепла, возникающего за счет отделения металлической фазы, должно было стать причиной эффективной вязкости мантии, которая уменьшалась экспоненциально с температурой, что, в свою очередь, увеличивало скорость образования ядра и, таким образом, процесс ускорял сам себя. К аналогичному выводу пришли Эльзассер [1963], Тоцер [1965] и Бёрч [1965а]. На основании рассмотрения Pb—U соотношений и отношений изотопов свинца Рингвуд [1960] высказал мнение, что образование ядра происходило либо

¹ Flaser, Birch [1973].

² Для современной длительности периода обращения Земли вокруг своей оси (24 часа) выделяющаяся энергия составила бы 640 кал/г. Для наиболее вероятного исходного периода обращения длительностью около 5 часов это значение уменьшается до 600 кал/г.

³ Однако Юри [1952] делал оговорки и указывал также на некоторые трудности, с которыми встречается эта модель и которые обусловлены теплом, выделяющимся при образовании ядра.

⁴ Rancorn [1962, 1965]; Munk, Davies [1964].

во время аккреции, либо очень скоро после ее завершения¹. Этот результат подкрепляется также экспериментальными исследованиями распределения свинца между силикатной и металлической фазами².

Распределение температур внутри Земли непосредственно после аккреции отражает комбинированное влияние эффектов адиабатического нагрева за счет самоуплотнения (включая и происходящие при этом фазовые переходы) и распределения температур, обусловленного собственно аккрецией (см. рис. 16-5). Каждый эффект представлен на рис. 16-6, где видно также окончательное распределение температур после аккреции с учетом обоих эффектов. Величину адиабатического нагрева можно получить, интегрируя следующее выражение³:

$$dT/dr = \alpha g T C_p,$$

где α — коэффициент теплового расширения, а C_p — удельная теплоемкость.

Видно, что адиабатический градиент пропорционален абсолютной температуре, которая определяется, в свою очередь, тепловым вкладом аккреции и соответствует величине $T_{\text{акк}}$ на рис. 16-6. Поскольку наибольшая величина $T_{\text{акк}}$ достигается во внешней мантии, то здесь велики и значения адиабатического градиента и адиабатические температуры быстро нарастают до глубины 1000 км от поверхности. Это явление усиливается и скрытой теплотой, ассоциирующейся с фазовыми превращениями в переходной зоне.

Кривая окончательного распределения температур после аккреции (см. рис. 16-6), как можно видеть, испытывает резкий подъем до 2200°С на глубине 1400 км перед тем, как снизиться до значения 600°С в центре Земли. На рис. 16-6 показано также поле температур плавления мантии по оценкам нескольких авторов⁴. Заметно, что верхний слой толщиной 100—200 км лежит выше температур солидуса и что между глубинами 200 и 100 км температуры мантии близки к солидусным. Глубже 1000 км эта тенденция резко меняется и разность между температурой T после аккреции и температурой плавления T_M быстро увеличивается с глубиной.

Динамика образования ядра исследовалась Эльзассером [1963] и его рассуждения применимы к представленной модели. Близ поверхности Земли температуры лежат выше точки плавления металлической фазы, которая к тому же понижена в силу присутствия кремния или серы, либо обоих элементов вместе (см. разд. 16-9). В это же время силикатная фаза также расплавлена или частично расплавлена. Глубже 200 км силикаты кристалли-

¹ Hanks, Anderson [1969].

² Oversby, Ringwood [1971].

³ Benfield [1950]; Birch [1952]; Verhoogen [1956].

⁴ Uffen [1952]; MacDonald [1959]; Clark [1969]; Green, Ringwood [1967]; Keunedy, Higgins [1973].

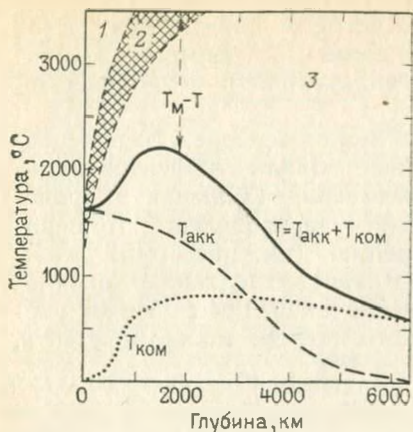


Рис. 16-6. Распределение температур в рамках представленной модели на послееккреционной стадии непосредственно перед образованием ядра.

Распределение температур относится к величине T , которая представляет собой сумму температуры поверхностной аккреции ($T_{акк}$), (см. на рис. 16-5) и температуры нагрева за счет адиабатического самоуплотнения ($T_{ком}$), включая и тепловые явления фазовых превращений. Показана также область изменения температур плавления в мантии (T_M) с глубиной (по нескольким оценкам). Разность между температурами плавления и послееккреционными температурами ($T_M - T$), быстро увеличивается на глубинах ниже 1000 км.

Цифры в кружках: 1 — жидкая фаза, 2 — область плавления в мантии, 3 — твердая фаза

ствие кремния и серы обуславливают понижение точки плавления (см. разд. 16-9), погружающаяся металлическая фаза остается частично расплавленной и подвижной во внешней мантии. Большие металлические выделения погружаются быстрее, чем малые, а поэтому те, что движутся позднее «прочищают» слой малой прочности. Однако погружение металлических тел сильно замедляется, когда они встречаются с протяженными слоями повышенной вязкости на больших глубинах. В предельном случае погружение почти останавливается. На этом уровне металл накапливается с образованием непрерывного металлического слоя, который обладает высокой степенью неустойчивости. Эльзассер показал, что металлический слой будет быстро стягиваться с образованием гигантской «капли», диаметром, возможно, в несколько сотен километров (рис. 16-7).

Обращаясь к закону Стокса можно записать:

$$V = 2gr^2(\rho_1 - \rho_2)\eta.$$

зуются в силу увеличения давления, но из-за близости температур к точке плавления этот внешний слой имеет небольшую механическую прочность до глубин в несколько сотен километров (см. рис. 16-6). Поэтому металлическая фаза в виде тел значительного размера может отделяться вблизи поверхности и погружаться, проходя через этот слой малой прочности.

Однако ниже этого слоя с малой прочностью с глубиной прочность или эффективная вязкость силикатов увеличивается. Это происходит из-за повышения точки плавления при больших давлениях (см. рис. 16-6). Эльзассер показал, что эффективная вязкость силикатного слоя увеличивается экспоненциально с ростом разности между температурой плавления T_M и реальной температурой. Поскольку, как видно из рис. 16-6, разность $T_M - T$ быстро увеличивается на глубинах 500—1000 км, то должно происходить соответствующее экспоненциальное увеличение вязкости. С другой стороны, поскольку присут-

где V — скорость, r — радиус капли, ρ_1 — плотность металла, ρ_2 — плотность силикатов, η — вязкость.

Далее легко может быть показано, что для вязкости в 10^{21} пуаз капля такого размера должна пройти через мантию до ядра за время порядка 10^4 — 10^5 лет. В действительности время гораздо короче, поскольку сделанное допущение о ньютоновской вязкости, которая подразумевается законом Стокса, представляет собой чрезмерное упрощение реологических свойств мантии. Значительные напряжения концентрируются в силикатной мантии близ границ капель, а скорости погружения, возможно, связаны с краевыми напряжениями по степенному закону. Более того, гравитационная энергия, ассоциирующая с погружением, высвобождается за счет вязкого взаимодействия в пограничном слое. Происходящее при этом нагревание ведет к местному экспоненциальному уменьшению вязкости с температурой, в силу чего существенно увеличивается скорость погружения. Тем не менее, можно ожидать, и это не будет слишком нереальным, что первые большие капли, образовавшиеся когда недра Земли были относительно холодными, могли погрузиться до центра за время порядка 1000 лет.

Погружающиеся капли такого размера являются причиной заметного перемешивания мантии, они вытесняют недифференцированный материал во внешние слои, что обеспечивает его участие в процессе. Дальнейшие преобразования гравитационной энергии вызывают общий подъем температуры мантии до значений, которые лежат выше кривой распределения, приведенной на рис. 16-б. Это должно сопровождаться соответствующим значительным увеличением скорости погружения, что ведет к дальнейшему разогреву и более быстрому отделению капель, которое приобретает, возможно, характер катастрофического процесса. В свете этих рассуждений допустимо предположить, что весь процесс образования ядра закончился в пределах интервала в 10^4 лет, и это сопровождалось притоком энергии около 600 кал/г для Земли в целом, как отмечалось выше. Вывод Бёрча [1965а] о том, что это наиболее значимое явление в тепловой истории Земли, полностью правомочен.

Если выделившаяся при образовании ядра энергия (600 кал/г) осталась бы в пределах Земли, то это привело бы к увеличению средней температуры на 2000°C . Такое повышение температуры,



Рис. 16-7. Ранние стадии образования ядра. Образование «капли» из однородного слоя. Вне масштаба. По данным Эльзассера. [1963]

наложившись на первичную температуру Земли, распределение которой в недрах показано на рис. 16-6, способствовало бы обширному процессу плавления, захватившему большую часть земных недр. Такой точки зрения автор придерживался ранее¹. При ближайшем рассмотрении это кажется менее вероятным. Образование ядра вызовет сильную конвекцию в мантии и перемешивание окисленного обогащенного летучими вещества нуклеуса в мантии (см. рис. 16-5), что обусловит ее значительную однородность. Следовательно, мало вероятно, чтобы распределение температур в недрах Земли сильно отличалось от адиабатического. Температура на поверхности Земли не может превышать ту, при которой испаряются силикаты верхней мантии с образованием примитивной атмосферы в соответствующих окислительно-восстановительных условиях. Это возможно при температурах около 2000°С. Таким образом, температура в недрах Земли сразу после образования ядра глубже поверхности с температурой порядка 2000°С будет следовать адиабатическому распределению (рис. 16-8). Энергия, необходимая для того, чтобы нагреть Землю от первичных послееаккреционных температур (см. рис. 16-6) до тех, которые возникли после образования ядра (см. рис. 16-8), составляет 270 кал/г, т. е. 45% от энергии образования ядра. Оставшиеся 330 кал/г должны расходоваться на испарение силикатов внешней мантии с образованием примитивной атмосферы и на потери за счет излучения. Если вся эта энергия расходуется на испарение, то примерно 17% массы Земли поступит в примитивную атмосферу². Однако поскольку потери на излучение осуществляются в этот короткий период образования ядра, действительное количество испаренного материала будет меньше и составит, возможно, лишь несколько процентов от массы Земли.

Согласно предложенной выше модели, самые верхние слои мантии должны быть полностью расплавлены сразу вслед за образованием ядра. В силу быстрого повышения температуры точки плавления с ростом давления линия солидуса пиролита³ должна пересекаться с адиабатой на глубине около 400 км. Глубже этого уровня вплоть до поверхности ядра мантия должна быть твердой, поскольку адиабатический градиент остается меньше градиента точки плавления (см. рис. 16-8).

Как результат таких соотношений между адиабатическим градиентом и градиентом точки плавления, кристаллизация расплавленной области начинается снизу и распространяется вверх по мере потери тепла на излучение с поверхности расплава. Расплавы должны закристаллизоваться полностью примерно за 10⁴ лет. В силу фазовых соотношений, описанных в гл. 4, фракционная кристаллизация в интервале глубин до 60 до 400 км ограничена образованием оливина, клинопироксена, ортопироксена и грана-

¹ Ringwood [1960, 1966a, b].

² При допущении, что скрытая теплота испарения силикатов при 2 000°С составляет около 2 000 кал/г [Ahrens, O'Keefe, 1972].

³ Green, Ringwood [1967].

та (см. рис. 4-5). Кумуляты должны состоять из ультрамафической ассоциации этих минералов, которая вверх по разрезу на глубинах около 60 км представлена оливновым эклогитом, в то время как остаточные расплавы должны иметь ультрамафический состав в интервале от коматинитового до пикритового. На меньших глубинах (от 15 до 60 км) остаточные расплавы достигают состава оливнивого толента и кристаллизация идет в поле образования оливина, ортопироксена, клинопироксена, плагиоклаза (см. рис. 4-1). Кумуляты, состоящие из этих минералов, имеют преимущественно состав габбро. Только в пределах самых верхних 15 км остаточные расплавы могут содержать нормативный кварц, вследствие чего возникает возможность дифференциации обогащенной железом кварц-толеитовой магмы с образованием небольших объемов (возможно 10%), обогащенных кремнеземом гранофинов. Таким образом, из анализа фазовых соотношений с необходимостью следует, что лишь небольшие количества содержащего кремнезем корового вещества могут образовываться при фракционной кристаллизации верхней мантии такой большой мощности. Однако вещество остаточных расплавов, содержащих кремнезем, должно быть в высокой степени обогащено элементами, несовместимыми с составом мантии.

После кристаллизации вертикальный разрез должен состоять из слоя габбро (до глубины около 40 км), постепенно переходящего на глубинах от 40 до 60 км через гранатовый гранулит в эклогит (см. гл. 1). На больших глубинах (от 80 до 100 км) эклогит должен сменяться постепенно ультрамафическими кумулятами. При дальнейшем охлаждении границы габбро-эклогитовой области будут сдвигаться вверх, что приведет к образованию жестких литосферных плит. Как обсуждалось в гл. 8 (см. рис. 8-5), большая мощность эклогита, перекрывающего ультрамафические породы, ведет к гравитационной неустойчивости. В связи с этим, очевидно, должен начаться процесс погружения плит в мантию.

После многих циклов образования плит и их деструкции вблизи поверхности, которые сопровождалась гигантскими потерями тепла, весь верхний слой мощностью 400 км должен «принять участие» в этом процессе (см. разд. 8-7). Можно ожидать,

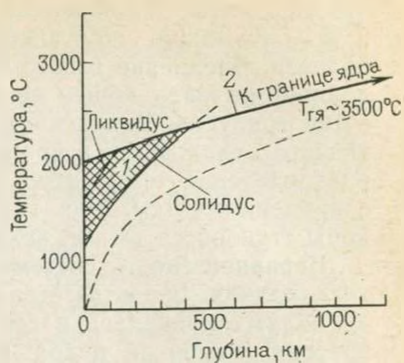


Рис. 16-8. Соотношение распределения температур в мантии после образования ядра с линиями солидуса и ликвидуса пиролита.

По данным Бёрча [1952] и Ферхугена [1956], распределение температур выше 2000°С соответствует адиабате. Показана обширная зона частичного и сплошного плавления, простирающаяся до глубин 400 км и современное распределение температур в мантии (пунктирная линия). 1 — область плавления после образования ядра; 2 — распределение температур (адиабатическое) после образования ядра

что продукты дифференциации погружались глубоко в мантию, и это, возможно, обусловило значительную неоднородность этой области. Внедрение такого объема холодного материала в мантию должно вызвать общее ее охлаждение, возможно, на несколько сотен градусов. В конечном счете под действием агентов конвективного охлаждения в процессе возникновения и деструкции плит распределение температур в мантии все больше приближается к современному (см. рис. 16-8), а следовательно, путь эволюции коры становится таким, каким его можно видеть сегодня.

Неравновесность системы ядро — мантия и внедрение в мантию летучих. В соответствии с предложенной выше моделью Земля аккумулировалась в состоянии, далеком от химического равновесия. Глубокие недра (нуклеус) характеризуются высокой степенью окисленности и значительно обогащены летучими, в то время как с приближением к поверхности растет степень восстановленности материала и его обедненности летучими компонентами. После того, как вблизи поверхности произошло расплавление, металлическая фаза собралась в тела, размеры которых были достаточно велики для того, чтобы они погрузились в ядро. Равновесие между металлом и силикатами могло достигаться только за счет диффузии через поверхности погружающихся металлических тел. Если скорость погружения металла достаточно высока по сравнению со скоростью достижения равновесия за счет диффузии, то выделяющееся ядро не будет находиться в равновесии с мантией.

Эти условия точно соответствуют тем, которые возникают при образовании ядра. Размеры погружающихся металлических «капель» — порядка сотен километров. Более того, капли будут «замерзать»¹ при погружении в интервале глубин 500—700 км. В таких каплях время наступления равновесия с окружающей мантией на многие порядки больше, чем время погружения.

Погружающиеся капли вытесняют окисленный обогащенный летучими материал центрального нуклеуса наверх в мантию, а также приводят в действие механизм конвекции в ней. В результате такого интенсивного перемешивания, обусловленного образованием ядра, окисленный и обогащенный летучими материал нуклеуса перемешивается с перекрывающим его веществом из зоны дегазированных и обедненных железом силикатов. В результате этого процесса окисленное железо (в форме $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) равномерно распределяется по мантии, что сопровождается также распределением сидерофильных элементов — Ni, Co, Cu, Au, Re, Pt, существовавших в нуклеусе. Стягивание металлических капель в ядро, как было описано выше, происходит слишком быстро для того, чтобы наступило равновесие, а, соответственно, значительная часть сидерофильных элементов (а также Fe^{3+}) остается в мантии, в силу чего возникает ситуация, обсуж-

¹ Эта ситуация реализуется даже тогда, когда дополнительная легкая компонента в ядре представлена серой, а не кремнием (см. разд. 16-9).

давшаяся в разд. 16-2. В связи с этим становится понятным появление кремния в качестве компонента ядра Земли, а окисленного железа — в мантии.

Важное свойство одностадийной модели состоит в том, что она обеспечивает объяснение появления летучих (II группа элементов, табл. 16-1) в мантии. Ранее уже отмечались (разд. 16-5) те проблемы, с которыми сталкиваются модели, где эти элементы «как штукатурка» покрывают Землю на последних стадиях аккреции. В предлагаемой модели летучие попадают в состав Земли на ранней стадии аккреции как компоненты холодного окисленного нуклеуса, а оказавшись в составе Земли, они надежно захватываются ею. В процессе отделения ядра летучие смешиваются с веществом мантии с образованием однородного материала, в составе которого присутствует окисленное железо и сидерофильные элементы. Далее их распределение контролируется кристаллохимическими факторами. Например, ионы OH^- должны внедряться в силикатные фазы, замещая O^{2-} или образуя отдельные гидратированные фазы, в то время как атомы инертных газов распределяются внутри кристаллов, располагаясь в дефектных участках решетки. Фактически в этих условиях термин «летучие» имеет несколько описательное значение. Парциальные давления этих элементов незначительны по сравнению с давлениями нагрузки. Утечка в атмосферу и гидросферу может происходить только в силу выделения из магм в пределах самого верхнего слоя коры мощностью в несколько километров. Этот процесс протекает очень медленно. В разд. 8-7 было оценено, что, возможно, мантия освободила лишь 30—60% захваченных ею летучих со времени образования Земли.

Роль воды заслуживает специального рассмотрения. Углистые хондриты I типа содержат около 20% воды, примерно такое же количество может присутствовать также в холодном нуклеусе Земли. Попав в мантию, вода может стать причиной существенного уменьшения ее вязкости, что ускорит процесс образования ядра, а также перемешивания вещества холодного нуклеуса с вышележащей мантией, что приводит к возникновению пиролита однородного состава. Значительная доля воды из нуклеуса может расходоваться на окисление небольших количеств металлической фазы в мантии, не участвовавших в процессе образования ядра¹.

Диссипация примитивной атмосферы. Одностадийная модель образования Земли приводит к возникновению гигантской атмосферы (0,1—0,2 массы Земли), состоящей главным образом из H_2 , CO и H_2O , и содержащей несколько процентов испаренных металлов. Важное требование модели состоит в том, чтобы атмосфера была полностью утрачена Землей на ранней стадии ее развития. Большая часть критики в адрес модели сводится к тому, что потеря атмосферы за столь короткий срок невозможна².

¹ См. также Gast [1972].

² Urey [1960; 1962]; Levin [1972]; Lewis [1972]; Harris, Rowell [1960].

Критика явно основывается на применении теории Джинса—Шпитцера о селективной диссипации газов в гравитационном поле. Эта теория описывает селективную диссипацию молекул газа из экзосферы очень малой плотности, где средняя длина пробега молекул имеет тот же порядок, что и высота. Критики считают, что неуместно представлять модель, в которой относительно плотная атмосфера из газов с высокими молекулярным весом постепенно переходит в окружающее ее разреженное протопланетное облако, обогащенное водородом. Однако в этом случае экзосферы с требуемой низкой плотностью не существует и Элик [1963 а, b] указывал, что в этих условиях диссипация перестает быть селективной по отношению к молекулярному весу. Если температуры достаточно велики, то атмосфера может «разлететься». Критическим параметром для такого процесса является средний молекулярный вес атмосферы. Если он может быть существенно понижен за счет поступления водорода из протопланетного облака, то разлет атмосферы становится соответственно легче осуществим (см. ниже).

Геохимические соображения являются довольно сильными аргументами в пользу того, что диссипация примитивной атмосферы Земли действительно произошла на ранней стадии. В рассуждениях, приведенных ранее (гл. 8), подразумевалось, что большая часть современной атмосферы и гидросферы Земли имеет вторичное происхождение; они развивались постепенно в течение геологического времени за счет процессов дегазации¹. Содержания H_2O и N_2 в примитивных базальтовых магмах и ультраосновных породах свидетельствуют о том, что количество летучих, заключенных в мантии сейчас, превышает то, которое перешло в атмосферу и гидросферу². Непосредственно после образования Земли и до того, как сформировались современная атмосфера и гидросфера, доля летучих, главным образом H_2O , CO_2 и N_2 , которая заключена внутри Земли, должна быть намного больше.

Труднее всего понять, как Земля образовалась в этих условиях. Когда масса Земли возросла до размера 1/10 от современной, выпадающие на нее во время аккреции тела имели такие скорости, которые обеспечивали их сильный нагрев, приводивший к плавлению и дегазации. Ко времени, когда Земля достигла 1/4 современной массы, аккумулирующийся материал в основном испарялся при ударе. На этой стадии почти весь материал в высокой степени дегазировался³. В заключительную стадию аккреции количество летучих, поступивших в атмосферу и гидросферу при дегазации, превышает любые разумные оценки количеств летучих, захваченных недрами. Это сильный аргумент в пользу того,

¹ Rubey [1951].

² Ringwood [1966a], а также разд. 4-5.

³ Даже при очень медленной аккреции, при которой температура на поверхности Земли очень низка, азот и инертные газы будут необратимо поступать в атмосферу.

что примитивная атмосфера после образования Земли была намного массивнее современной атмосферы и гидросферы и, что некий механизм диссипации атмосферы должен был существовать. В последние годы многие авторы уверенно или менее уверенно предполагают, что это возможно¹.

Недавнее обнаружение² инертных газов «солнечного» типа в океанических толентах обещает новую информацию о диссипации атмосферы. Если будет доказано, что они характеризуют состав первичных газов, захваченных Землей, а, значит, и газов, перешедших впоследствии в атмосферу, то свидетельство о значительной степени фракционирования по массам газов современной атмосферы относительно солнечного распределения, приобретает большое значение. Зюссом [1949] было высказано предположение о том, что фракционированные в значительной степени инертные газы атмосферы представляют собой остаток от более массивной примитивной атмосферы, которая была потеряна Землей на ранней стадии развития из-за уменьшившейся напряженности гравитационного поля на уровне поверхности вследствие быстрого вращения Земли.

В ранних вариантах одностадийной модели³ автор высказал точку зрения, что массивная примитивная атмосфера аккумулировалась вплоть до последних стадий аккреции, пока она не рассеялась вследствие комбинированного воздействия большой скорости вращения Земли, корпускулярного излучения Солнца в фазе Тау Тельца и турбулентных взаимодействий внутри протопланетного облака. Однако следует признать, что трудно себе представить диссипацию массивной атмосферы сразу вслед за ее аккумуляцией.

Более вероятно, что газообразные продукты реакций восстановления непрерывно диссипировали обратно в протопланетное облако, в то время как аккреция Земли продолжалась, и при этом достигалось равновесное состояние. В этих условиях аккумуляция атмосферы происходить не будет. Эпик [1936] указывал, что рассеяние атмосферы планеты контролируется параметром диссипации \bar{B} , который представляет собой отношение величины потенциальной гравитационной энергии к величине тепловой энергии молекул:

$$\bar{B} = GM\bar{m}/RkT,$$

где G — гравитационная постоянная, M — масса планеты, заключенная внутри сферы радиуса R , \bar{m} — средняя масса молекулы газа, k — константа Больцмана, T — абсолютная температура.

Для двухатомного газа тепловая энергия равняется $2,5 kT$ на одну молекулу; если эта величина превышает гравитационную

¹ Suess [1949]; Kuiper [1957]; Hoyle, Fowler [1964]; Cameron [1963, 1973a]; Sagan [1967]; Opik [1963a, b].

² Dymond [1973]; Dymond, Hogan [1973]; Fischer [1973].

³ Ringwood [1960, 1966a, b].

энергию, то верхние слои атмосферы рассеиваются в межпланетное пространство. Таким образом, для диссипации такого типа, которая зависит не от вида молекул, а только от средних свойств газа, можно написать выражение:

$$GM\bar{m}/RkT = \bar{B} < 2.5.$$

Для случая примитивной Земли, вращающейся с угловой скоростью ω , эффективное значение гравитационной энергии уменьшается и условия рассеивания принимают вид:

$$\bar{B} = \bar{m} kT (GM/R - \omega^2 R^2) < 2.5.$$

Отсюда ясно, что рассеиванию благоприятствует увеличение R , T , и ω , а также уменьшение \bar{m} .

Рассмотрим ситуацию на последних стадиях аккреции Земли. При допущении, что Луна образовалась из материала Земли, длительность периода вращения последней лежала в интервале между 4 и 5 часами (разд. 16-8). В примитивной атмосфере сильны процессы конвекции. Поскольку турбулентное конвективное перемешивание имеет следствием высокую турбулентную вязкость, разумно ожидать, что такая атмосфера должна вращаться в том же направлении, что и Земля, на значительном расстоянии от нее, которое достигало, возможно, нескольких земных радиусов (Прентайс, частное сообщение).

В соответствии с рассуждениями, приведенными в разд. 16-9, можно принять, что средний молекулярный вес μ газообразных продуктов восстановления снизился до значения 3,5 за счет турбулентного перемешивания с водородом из протопланетного облака. Тогда для $T \approx 1900^\circ \text{K}$ — величины, приемлемой для последней стадии аккреции, — диссипация атмосферных газов в протопланетное облако должна происходить на удалении около трех радиусов от Земли (см. рис. 16-5). На более ранних стадиях аккреции в соответствии с приведенным выше уравнением рассеяние происходило при меньших температурах и на меньших расстояниях от Земли¹. Отсюда следует, что при условии, когда температуры в окрестностях Земли во время аккреции поддерживаются на достаточно высоком уровне, рассеяние атмосферных газов будет происходить непрерывно по мере аккреции. Эти высокие температуры, в свою очередь, обусловлены высокой скоростью аккреции и непрозрачностью атмосферы, которая поддерживается

¹ Если рассеяние происходило преимущественно в направлении вращения Земли по касательной, то избыточные скорости убегания по отношению к скоростям свободного движения по круговой орбите, должны быть уменьшены в $(\sqrt{2}-1)$ раз. Соответственно температуры, требующиеся для такого рода рассеяния, должны уменьшаться в 4 раза [Kuiper, 1952]. Убегание молекулы газа в этом направлении будет устранять избыточный угловой момент системы и, следовательно, уменьшать скорость вращения ω . С другой стороны, аккреция твердых планетезималей на фоне растущих размеров Земли будет обесценивать угловой момент, имеющий тенденцию к устранению этого фактора. Поэтому не исключено наступление равновесия при скорости вращения с периодом около 5 часов.

за счет выпадения материала на Землю. Обсуждаемая модель, очевидно, соответствует этим условиям (см. рис. 16-5).

Для температуры $T=1900^{\circ}\text{K}$ и среднего значения молекулярного веса равного 3,5, высота атмосферы составит около 450 км. Принимая величину давления в протопланетном облаке равной 10^{-5} бар (для «маленького» облака), давление у поверхности Земли составит, возможно, величину порядка 0,1 бар. Масса примитивной атмосферы в «состоянии равновесия» (главным образом из CO , H_2O и H_2), вероятно, намного меньше, чем современная земная атмосфера. Таким образом, при физических условиях, соответствующих допущениям, сделанным в модели, продукты восстановления должны непрерывно «вымываться» обратно в протопланетное облако. Во время аккреции ни на одной из стадий массивная атмосфера не могла бы образоваться (см. рис. 16-12).

Считается, что звезды того типа, к которому относится Солнце, на стадии сжатия проходят через фазу Тау Тельца, теряя при этом материю со скоростью до одной солнечной массы за 1 млн. лет за счет испускания частиц с высокой энергией¹. Большинство современных теорий эволюции протопланетного облака обращается к солнечной фазе Тау Тельца для объяснения диссипации не участвовавших в аккреции газов и тонкодисперсного твердого вещества. Возможно, что вслед за описанной выше стадией турбулентного перемешивания «солнечный ураган» фазы Тау Тельца обусловил окончательную диссипацию ставшей разреженной примитивной земной атмосферы.

Аккреция после образования ядра и происхождение D-слоя.

Выше обсуждалось развитие Земли до стадии быстрой аккреции, в течение которой большая часть существовавших планетезималей была захвачена ею. Однако конечная стадия аккреции должна была происходить намного медленнее в силу вычерпывания планетезималей в окрестностях Земли. Этот конечный период аккреции («хвост аккреции») с низкой интенсивностью занимал значительный промежуток времени после образования ядра, когда примитивная атмосфера уже была утрачена и поверхность Земли охладилась. Действительно, лунные материкки являют собой убедительные свидетельства интенсивной бомбардировки в течение промежутка времени от 4,6 до 3,9 млрд. лет назад, которую должна была в равной степени испытывать и Земля.

Важное положение гипотез гетерогенной аккумуляции, которые критически рассматривались в разд. 16-5, состоит в том, что на последних стадиях аккреции в холодных условиях на поверхности Земли сформировался покров из богатых летучими планетезималей примитивного состава. Тем не менее, что последует, если встать на точку зрения, в соответствии с которой большое количество такого материала выпадало на Землю в течение первых 500 млн. лет?

¹ Herbig [1962]; Kuhi [1966].

На ранних стадиях, сразу после того, как внешняя оболочка Земли закристаллизовалась и охладилась, интенсивность выпадения планетезималей должна была быть относительно высокой. Материал должен был дегазироваться во время удара, но из-за относительно холодных условий окружающей среды железо должно было оставаться окисленным или претерпевать повторное окисление. Таким образом, должна была аккумулироваться холодная жесткая кора из окисленного холодного хондритового материала. Из-за высокого содержания железа она должна была быть намного плотнее, чем мантия. По мере образования достаточно мощных (10—20 км) плит такого материала они должны были в силу гравитационной неустойчивости погружаться в мантию, которая была горячее современной и гораздо менее прочна (см. рис. 16-8). Из-за большого контраста плотностей мантии и плит, обусловленного высоким содержанием железа в последних, плиты должны были погружаться непосредственно до основания мантии и материал, которым они сложены, должен был аккумулироваться выше границы ядро—мантия. Таким образом, в основании мантии формировался обогащенный железом слой плотного материала, который, в свою очередь, должен был характеризоваться более низкими скоростями распространения сейсмических волн по сравнению с пиrolитом.

Уже давно было известно, что нижняя часть разреза мантии мощностью порядка 200 км обладает аномальными сейсмическими свойствами, и что скорость сейсмических волн, очевидно, уменьшается с глубиной. Буллен [1963] указывал, что эта область, которая носит название D-слоя, должна быть химически неоднородной и характеризоваться ненормально высокими плотностями. Предложенная выше гипотеза может объяснить эти характеристики.

16-8. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЛУНЫ

Почему эта тема обсуждается в книге, посвященной преимущественно земной мантии? Основанием к этому служит убеждение автора в том, что Луна неизбежно образовалась из мантии путем повторной конденсации материала, испарившегося в примитивную атмосферу Земли в процессе образования ядра¹.

Выше было показано, что одностадийная модель образования Земли приводит к возникновению массивной (0,1—0,2 массы Земли) примитивной атмосферы, состоящей главным образом из монооксида углерода и водорода с небольшими количествами (10—20%) испаренных силикатов. Было обосновано также, что после аккреции эта атмосфера диссипировала в силу комбинации процессов, обсуждавшихся в предыдущем разделе. Когда атмосфера расширилась и охладилась, часть испаренных силикатов сконденсировалась с образованием «осадочного кольца» планетезималей,

¹ Ringwood [1960; 1966b; 1970a, b; 1972].

окружающих Землю. Это осадочное кольцо постепенно становилось нестабильным и коагулировало с образованием Луны. На основании динамических соображений Эпик [1955, 1961] ранее отстаивал точку зрения, что Луна образовалась из окружающего Землю осадочного кольца¹, но не объяснял его происхождение и состав. Два последних соображения следуют непосредственно из предлагаемой модели, которая дополняет гипотезу Эпика.

При расширении и охлаждении примитивной атмосферы происходит кристаллизация твердых фаз, при этом менее летучие компоненты кристаллизуются первыми при относительно высоких температурах вблизи Земли, в то время как более летучие конденсируются при более низких температурах и на большем расстоянии от Земли. Кажется вероятным, что компоненты, конденсирующиеся при более высоких температурах, могут образовывать относительно большие планетезимали (10^2 — 10^7 см). Их размеры должны были бы увеличиваться и дальше, если бы в соответствии с моделью значительная часть конденсатов была частично расплавленной и «липкой». Планетезимали большого размера будут иметь тенденцию отставать от диссипирующей земной атмосферы. Однако наиболее летучие компоненты, конденсирующиеся при относительно низких температурах, вероятно, образуют мелкие частицы микронных размеров или туман. Фракция, которой представлен этот материал, должна быть достаточно тонкой для того, чтобы она могла быть вынесенной диссипирующими атмосферными газами за счет вязкого сцепления и, соответственно, потеряна системой Земля — Луна. Таким образом, описанные процессы должны приводить к селективному фракционированию, в результате чего планетезимали в пределах осадочного кольца состояли главным образом из относительно нелетучих компонентов. Представление о предполагаемом строении Земли с ее примитивной атмосферой и осадочным кольцом можно получить из рис. 16-9.

Главное требование гипотезы происхождения Луны состоит в объяснении различий в плотности между Луной и Землей, а также в том, что плотность Луны аналогична плотности верхней мантии Земли. Представленная модель, в соответствии с которой Луна образовалась из материала, испарившегося из верхней мантии после того, как металлическая фаза выделилась в ядро, обеспечивает простое объяснение плотности Луны.

Химическое ограничение для теорий происхождения Луны. При исследованиях доставленных на Землю лунных пород обнаружено несколько важных различий между составами лунной и земной мантии.

1. По результатам исследования соотношений при плавлении морских базальтов (лунных) в условиях высокого давления в комбинации с данными по составу основных и рассеянных элементов стало возможным определить природу источника зарож-

¹ См. также Schmidt [1950, 1958].

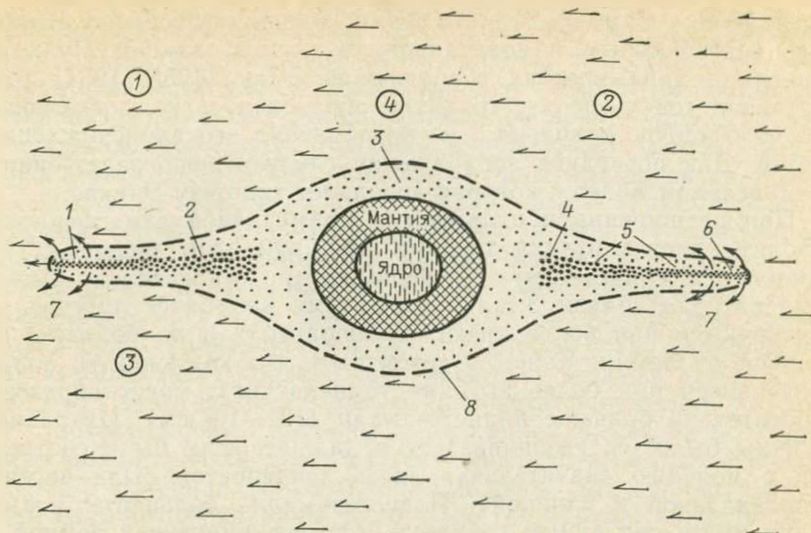


Рис. 16-9. Структура Земли непосредственно после образования ядра с ее первичной атмосферой и кольцом осаджения.

По данным Рингвуда, [1972].

Цифры в кружках: 1 — первичная атмосфера Земли (ПАЗ), масса $0,2 M_{\text{Земли}}$, $\bar{\mu}$ — средний молекулярный вес; 2 — солнечный ветер в фазу Тау Тельца; 3 — пропланетное облако (главным образом H_2); 4 — горячая ПАЗ. 1 — летучие (фракция тумана) менее 10^{-4} см; 2 — конденсация планетезималей размером 10^0-10^3 см; 3 — $CO+3H_2+10\%$ испаренных силикатов; 4 — окислы Ca, Al; 5 — силикаты Mg, Fe; 6 — летучие (фракция тумана) Na, K, Pb, Zn, S, Cl и др. элементы; 7 — диссипация ПАЗ+фракция Тумана; 8 — быстро вращающаяся Земля+ПАЗ ($\bar{\mu}=12$), погруженная в пропланетное облако ($\bar{\mu}=2$). Перемешивание, инъекция солнечного H_2 , уменьшение $\bar{\mu}$, диссипация ПАЗ

дения в лунных недрах морских базальтов, возникших за счет частичного плавления¹. Использованные методы исследования близко напоминают обсуждавшиеся в гл. 4 и 5 и применяемые в связи с исследованиями земных базальтов и их источников в земной мантии. Результаты исследований этими методами показывают, что самой высокой распространенностью в лунной мантии обладает пироксен в отличие от оливина, преобладающего в земной мантии.

2. Проведенные исследования показали, что пироксены в областях зарождения лунных базальтов обеднены кальцием и алюминием по сравнению с соответствующими пироксенами земной мантии. Очевидно это произошло вследствие большого суммарного количества пироксенов в недрах Луны, поскольку абсолютные концентрации кальция и алюминия в лунных недрах, вероятно, не меньше, чем в мантии Земли.

3. Экспериментальные исследования показали также, что величина отношения $FeO/(FeO+MgO)$ в областях зарождения «морских» базальтов Луны лежит в интервале между 0,20 и 0,25 в отличие от соответствующего значения 0,12 для пиролита¹.

¹ Ringwood, Essene [1970]; Ringwood [1970b]; Green et al. [1971]; Green, Ringwood [1973]; Ringwood, Green [1975].

4. Ранее уже отмечалось, что элементы, которые летучи при высокой температуре и восстановительных условиях (например, K, Rb, Pb, Tl, Bi, In) имеют пониженные содержания в Земле по сравнению с первичными содержаниями в 5—20 раз (см. табл. 16-1). Основной вывод заключается в том, что Луна также обеднена этими элементами, но в большей степени (в 3—100 раз)¹.

5. Лунные базальты и области их зарождения характеризуются окислительно-восстановительными условиями, которые очень сильно отличаются от условий в земной мантии. Лунные породы содержат значительные количества металлического железа, в то время как трехвалентное железо в них отсутствует. В пиролите же металлического железа нет, а трехвалентное присутствует. Таким образом, в лунных недрах намного более восстановительные условия, чем в земной мантии (см. табл. 16-2).

6. Лунные базальты по сравнению с земными сильно обеднены сидерофильными элементами².

Теория, удовлетворительно объясняющая происхождение Луны, должна быть способна объяснить и эти химические и минералогические отличия Земли и Луны. Можно думать, что предлагаемая гипотеза отвечает этим требованиям. Действительно, некоторые из перечисленных выше характеристик на основании этой гипотезы были предсказаны задолго до того, как было доставлено вещество с Луны³.

Большое количество пироксена по сравнению с оливином интерпретируется как результат добавки кремнезема за счет селективного испарения с аккумулирующейся Земли на IV стадии аккреции (см. рис. 16-5) к пиролиту, который испарялся целиком без фракционирования на V стадии (см. рис. 16-5). Тот же самый фактор обусловил и малые содержания кальция и алюминия относительно суммарного количества пироксена. Различия в окислительно-восстановительных состояниях и в величинах отношения $FeO/(FeO+MgO)$ связываются с фундаментальными различиями в процессах и в химическом составе среды во время аккреции Земли, с одной стороны, и Луны с другой. Как уже обсуждалось выше, можно думать, что окислительно-восстановительное состояние и величина отношения $FeO/(FeO+MgO)$ для пиролита являлись значительным наклоном к экваториальной плоскости Земли, в то время как Луна аккумулировалась при иных $P-T-f_{O_2}$ -условиях из смеси силикатов, содержащей некоторое количество металлического железа. Равновесие между силикатами и железом, таким образом, достигалось при образовании Луны, а не Земли. Кроме того, учитывая низкую лунную фугитивность кислорода, относительное обеднение лунных базальтов сидерофильными элементами может быть обусловлено сепарацией металлической фазы в процессе образования базальтов.

¹ Ringwood, Essene [1970]; Ringwood [1970b].

² Ganapathy et al. [1970].

³ Ringwood [1966b, p. 84—87].

Обеднение Луны летучими элементами относительно Земли может быть понято на основе модели, представленной на рис. 16-9. Летучие конденсировались при относительно низких температурах в виде частиц, размеры которых соответствуют фракции тумана. Они оставались связанными с газами примитивной атмосферы и поэтому с необходимостью покинули пределы системы. Луна аккумулярировалась из обедненных летучими крупными планетезималей осадочного кольца.

Осадочное кольцо и приливная эволюция. Некоторыми авторами¹ на основе динамических соображений отстаивается точка зрения, что Луна не могла образоваться за счет коагуляции осадочного кольца Земли. Препятствия к этому базируются на выводе Гольдрайха [1966], который сводится к тому, что стабильные орбиты планетезималей на расстоянии от Земли в пределах десяти ее радиусов должны лежать в экваториальной плоскости Земли из-за возмущающего влияния ротационного сжатия Земли. Если Луна образовалась из осадочного кольца, то оно должно было располагаться в этой плоскости, в то время как исследование приливной эволюции показывает, что орбита Луны обладала значительным наклоном к экваториальной плоскости Земли, когда расстояние между Землей и Луной было значительно меньше.

Эта проблема вскоре была решена. О'Киф [1972 a, b] обратил внимание на некоторые результаты, полученные Дарвином [1908], который показал, что если Земля обладала малой вязкостью вскоре после того, как образовалась, «то приливный эффект должен был сместить ее (т. е. Луну) с положения на экваториальной плоскости Земли». В ответ на это Гольдрайх [1966] согласился, что «наклон орбиты Луны к земной экваториальной плоскости может увеличиваться со временем, если свойства (вязкоупругие) Земли сильно отличались от тех, которые наблюдаются в настоящее время. Это действительно так в рамках представленной модели (разд. 16-7). Как показано на рис. 16-8, внешний слой Земли мощностью 400 км, можно думать, был расплавлен непосредственно после аккреции, поскольку на глубине более 400 км существовавшие тогда температуры были на 200—500°С выше современных. Соответственно, средние величины вязкости, а также распределение вязкости в недрах Земли тогда сильно отличались от современных.

Отклонение орбиты Луны от экваториальной плоскости Земли может быть обусловлено также привнесом углового момента извне за счет падений на Луну роя планетезималей, обращавшихся по гелиоцентрическим орбитам, это стало причиной образования кратеров и лунных материков. С другой стороны, Луной могла быть захвачена небольшая часть планетезималей с гелиоцентрических орбит во время аккреции².

¹ Например, Singer [1971].

² Kaula [1971], Shoemaker [1972].



Рис. 16-10. Представление о первичной Земле, окруженной кольцом осаждения из пыли и планетезималей.

Подробнее см. в тексте

Точка зрения, согласно которой Луна аккумулировалась из вещества, присутствовавшего на орбите Земли, находит свое подтверждение и в недавно выполненных интерпретациях тепловой истории Луны. При объяснении обширной близповерхностной дифференциации в связи с образованием лунных материков 4 млрд. лет назад некоторые авторы пришли к выводу¹, что приемлемая модель тепловой истории требует высокого подъема температуры во внешних слоях Луны на раннем этапе ее развития, что может быть обеспечено частичной консервацией потенциальной гравитационной энергии аккреции. Тепловые исследования показывают², что для того, чтобы внешние слои Луны сильно нагрелись за счет гравитационной энергии, время аккреции Луны должно быть короче 1000 лет. Эпик указывал, что аккреция Луны из материала, который находился на орбите Земли, могла произойти за время около 100 лет, что обеспечит предполагаемое нагревание гравитационной энергией. С другой стороны, если Луна образовалась как независимая планета, из материала, обращавшегося вокруг Солнца, то период аккреции должен быть на порядок более длительным³. При более длительной аккреции довольно небольшое количество потенциальной гравитационной энергии, которая высвобождалась при образовании Луны (около 400 кал/г), должно было эффективно излучаться в пространство.

¹ Ringwood [1966b; 1970, a, b]; Wood [1970, 1972]; Hubbard, Gast [1971]; Toksöz et al. [1972].

² Mizutani et al. [1972].

³ Opik [1961, 1969].

Представление об облике примитивной Луны дает рис. 16-10. Здесь показано раскаленное центральное сгущение, окруженное более холодным «осадочным кольцом», родительским по отношению к Луне. Это представление в равной степени может быть отнесено к первичному облику большинства планет, окруженных кольцами исходного материала спутников, или к сжимающемуся Солнцу, окруженному дисковидным облаком, из которого сформировались планеты. В действительности это изображение галактики Сомбреро (NGC 4594) из Каталога галактик обсерваторий Маунт Вильсон и Паломар, любезно предоставленное директором обсерватории Хэйлом. Представляется вероятным, что процессы, происходящие при эволюции многих галактик, звезд и систем со спутниками могут иметь аналогичный характер.

16-9. МОДИФИЦИРОВАННАЯ ГИПОТЕЗА ОДНОСТАДИЙНОЙ АККРЕЦИИ

Одна из наиболее впечатляющих характеристик альпинотипных гипербазитов и лерцолитовых ксенолитов в щелочных базальтах заключается в однообразии величины отношения в них $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$, которое лежит чаще всего в интервале от 0,08 до 0,11. В частности это верно для остаточных высокотемпературных перидотитов, которые лишь в малой степени подверглись частичному плавлению. Точно так же величина отношения $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ для океанических толентов, не испытавших высокой степени кристаллизационной дифференциации, относительно однородна и близка к 0,34. Соответственно, выведенный теоретически состав пиролита характеризуется однообразной величиной отношения $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ примерно равной 0,11¹.

В рамках одностадийной модели (разд. 16-7) содержание FeO в пиролите определяется процессом физического перемешивания $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ из холодного окисленного нуклеуса (стадия I, см. рис. 16-5) со свободными от железа силикатами, образовавшимися на последних стадиях (стадии III, IV, рис. 16-5). Для достижения равномерного распределения величины отношения $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ в верхней мантии требуется исключительно эффективное перемешивание. Предполагается, что оно могло произойти в процессе интенсивной конвекции при образовании ядра, что облегчалось поступлением воды в мантию из холодного нуклеуса. Вода должна была при этом выполнять две функции. Во-первых, она понижала температуры солидуса в мантии, что обуславливало малую степень широко распространенного процесса частичного плавления, и значительно уменьшала вязкость, что приводило к турбулентной конвекции и гомогенизации. Во-вторых, интерстициальная обогащенная водой флюидная фаза обес-

¹ Если другие переходные элементы (например, Ni, Co, Mn, Fe^{2+} , Cr^{2+} , Ti) объединить с Fe^{2+} , как это сделано в модели «упрощенного» состава пиролита (гл. 14), то эффективная величина отношения $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ составит 0,12.

печивала существование высокоподвижной среды для диффузионного обмена, что облегчало установление равновесия и гомогенизацию в пределах больших объемов.

Несмотря на то, что действие этих процессов оказывается возможным в рамках модели, трудно точно себе представить, насколько они были эффективны для достижения полной однородности мантии. Кажется вполне возможным, что эта однородность с их помощью реализуется. В то же самое время существует стремление исследовать альтернативные механизмы, которые могут быстрее привести к однородному распределению железа. Основываясь пока на неподтвержденных данных¹, автор разделяет мнение, что вариации содержаний сидерофильных элементов (например Ni, Co, Au) в альпинотипных гипербазитах и в исходных базальтах могут быть существенно больше, чем соответствующие вариации содержаний FeO. Если имеющиеся данные подтверждаются будущими детальными исследованиями, то это позволит предполагать, что FeO, с одной стороны, и сидерофильные элементы, с другой стороны, оказались в мантии в результате действия двух различных механизмов. При этом автор поддерживает точку зрения, что сидерофильные и летучие элементы поступили в мантию из холодного окисленного нуклеуса, как это было описано в разд. 16-7. Ниже исследуется возможность того, как окисленное железо могло попасть в мантию иным путем.

Рассматриваться могут две возможности. Во-первых, в примитивном окисленном материале, из которого аккумулировалась Земля, количество углерода может быть недостаточным² для того, чтобы восстановить FeO, Fe₂O₃ и H₂O (т. е. в атомных количествах $C < O_{Fe_2} + O_{Fe_3} + O_{H_2O}$). Таким образом, значительное количество FeO должно оставаться невосстановленным в силикатах, которые выпали в течение всего процесса аккреции на Землю. При этом варианте становится невозможным восстановление силикатов до элементарного кремния (в форме ферросилиция) на последних стадиях аккреции. Помимо этого аспекта, который обсуждается ниже, гипотеза развития Земли остается по сути той же, которая описана в разд. 16-7.

Второй вариант содержит несколько более значительные отличия. До сих пор принималось, что Земля аккумулировалась непосредственно из планетезималей примитивного состава в холодном протопланетном облаке и, соответственно, все железо в планетезималях существовало в окисленном состоянии (разд. 16-6). Однако при этом предполагалось, что планетезимали были существенно обеднены водой³ и органическими соединениями по сравнению с углистыми хондритами I типа. Это могло произойти, если они образовались из протопланетного облака при несколько

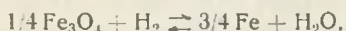
¹ См. Goles [1967].

² В модели, обсуждавшейся в разд. 16-7, принималось, что углерода было достаточно для восстановления всего окисленного железа и воды (после I стадии), а также некоторого количества кремнезема (на IV стадии).

³ Примерно в 5 раз.

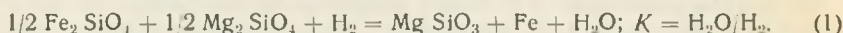
больших температурах, чем углистые хондриты I типа, но ниже 130°С — температуры, при которой магнетит становится стабильным (разд. 16-6).

При условии, что Земля аккумулировалась из примитивных планетезималей такого состава, ее дальнейший путь развития был по существу таким же, как и описанный в разд. 16-5, но за одним важным исключением. После того, как радиус аккумулирующейся Земли превысил, скажем, 3000 км (II стадия), она стала захватывать обогащенную водородом атмосферу из протопланетного облака, в которое она погружена¹. Окисленные планетезимали, попадая в такую водородную примитивную атмосферу, должны были подвергаться частичному восстановлению по приводившейся выше реакции:



В соответствии с моделью (см. рис. 16-5) около 4/5 Земли аккумулируется при температурах на поверхности в интервале между 1200°С (если радиус немного менее 4000 км) и 1600°С (в конце аккреции). При быстром росте массы в этом интервале размеров, размер примитивной обогащенной водородом атмосферы, захваченной из протопланетного облака, будет соответственно увеличиваться. Более того, атмосфера будет становиться в высокой степени турбулентной.

Далее следует рассмотреть равновесие реакции восстановления для случая, когда примитивная окисленная планетезималь попадает в эту атмосферу при температурах в пределах установленного выше интервала. Восстановление железа и состав сосуществующих силикатов контролируются упрощенной схемой равновесия:



По термодинамическим данным Мюллера² константа K для написанного выше равновесия соответствует величине отношения $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ равной 0,11, которая для силикатов мантии варьирует от 0,12 при 1200°С до 0,07 при 1600°С. Таким образом, можно видеть, что если в атмосфере обеспечивается величина отношения $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ равная примерно 10, то состав аккумулирующихся силикатов мало зависит от температуры и близок к тому, который преобладает в современной мантии Земли.

Если эффективная величина отношения $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ близ поверхности Земли в течение III и IV стадий достигает 10, то это свидетельствует о том, что идет непрерывное поступление водорода из протопланетного облака, в то время как вода, образующаяся за счет восстановления окислов железа, удаляется. Такой процесс должен идти вследствие турбулентной конвекции в примитивной атмосфере в комбинации с поступлением и перемешива-

¹ Cameron [1973a].

² Mueller [1964].

нием обогащенных водородом ($H_2/H_2O \sim 2000$) газов¹ из протопланетного облака. В результате распределение воды будет контролироваться кинетическим равновесием. Среднее значение молекулярного веса примитивной земной атмосферы не должно было превышать 3,5 (при $H_2/H_2O \sim 10$), так что при повышении температуры в рассматриваемом интервале земная атмосфера должна была непрерывно «разлетаться» и поступать в протопланетное облако². Основной продукт реакции восстановления — вода совместно с небольшими количествами CO, образующимися в присутствии углерода в примитивных планетезималях, должен был бы, таким образом, непрерывно «вымываться» обратно в протопланетное облако в процессе аккреции. Отделяющиеся атмосферные газы должны уносить с собой металлы (например, K, Rb, Pb и др.), которые испаряются на этих стадиях. Концентрации этих металлов в атмосфере низки, так что они вносят незначительные изменения в величину ее среднего молекулярного веса. На IV стадии требуется значительное селективное испарение SiO_2 в атмосферу, что обусловлено ростом величины отношения $Mg_2SiO_4/MgSiO_3$ в аккумулирующемся твердом веществе. Потеря SiO_2 на этой стадии соответствует условию равновесности, свойственному модели³.

На финальной стадии образования ядра (см. рис. 16-5) комбинация существенно увеличившихся поверхностных температур с уменьшившейся скоростью аккреции выражается в более эффективном перемешивании атмосферы с протопланетным облаком, так что величина отношения H_2/H_2O в земной атмосфере может стать значительно выше, а следовательно, снижаются температуры⁴, необходимые для испарения внешней части Земли непосредственно в примитивную атмосферу. Образование Луны из этой испаренной внешней мантии должно было происходить так, как это описано в предыдущем варианте модели (разд. 16-8).

Состав ядра. Фугитивность кислорода, которая достигается в соответствии с представленной моделью, недостаточна мала, чтобы можно было допустить восстановление силикатов до элементарного кремния. Таким образом, мы сталкиваемся с необходимостью объяснить появление легкого элемента, который, как можно думать, присутствует во внешних частях ядра Земли (см. раздел 16-4). В качестве наиболее вероятного легкого элемента в настоящее время называют серу. Условия, при которых сера может оказаться в составе Земли, исследуются ниже.

Для рассматриваемой модели температуры аккреции фиксируются в соответствии с рис. 16-5. При этом требуется, чтобы большая часть Земли аккумулировалась при температурах доста-

¹ См. также Grossman [1972a].

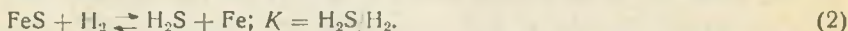
² Orík [1963a, b]; Cameron [1973a]. Автор также благодарен Камерону за некоторые полезные рекомендации, внесенные в пересмотренный вариант одностадийной гипотезы.

³ Grossman [1972a].

⁴ Ringwood [1966a, fig. 5].

точно высоких (от 1200 до 1600°С) для испарения щелочных металлов. Более того, окислительно-восстановительные условия (т. е. величина отношения H_2/H_2O), требуемые для образования мантийных силикатов наблюдаемого состава¹ в этом интервале температур, фиксируются приведенным выше уравнением (1), что соответствует величине отношения H_2/H_2O равной ~ 10 .

Конденсация серы контролируется равновесием в земной атмосфере:



Если концентрацию водорода уменьшить в 200 раз по сравнению с солнечной² для того, чтобы могли образоваться силикаты наблюдаемого состава в соответствии с уравнением (1), то легко можно доказать, что чистый FeS не сможет конденсироваться при температуре выше 1000°С.

Однако, если активность FeS понизится в силу растворения в расплаве железа, то конденсация в некоторой степени будет возможна. Этот процесс контролируется фазовой диаграммой Fe—FeS (рис. 16-11). Для того, чтобы активность серы уменьшилась соответствующим образом, лишь ограниченное количество FeS должно перейти в расплав металла, а это возможно только при относительно высоких температурах. Расчеты показывают, что при идеальной растворимости FeS в расплаве железа, от 6 до 8% серы будут конденсироваться в расплаве Fe—FeS при температуре 1400°С³. Конденсация серы будет невозможна ниже 1400°С даже при идеальных условиях растворения. Однако принимая разумную степень отклонения от идеальных условий растворимости, ввиду существования никеля и углерода в растворе, которые должны понижать температуру ликвидуса (см. рис. 16-11), кажется вероятным, что расплав металла, конденсировавшийся в обсуждавшихся выше условиях аккреции, должен был содержать от 6 до 10% серы при температурах в интервале от 1300 до 1600°С. Это крайне существенно для оценок доли легких элементов в ядре⁴. Попадание в состав ядра FeS, который аккумулировался в холодном окисленном нуклеусе на I стадии аккреции (см. рис. 16-5) может увеличить содержание серы в ядре примерно на 5%, так что общее ее количество (от 5 до 11%) станет соизмеримым с современными оценками в пределах неопределенности⁵. Таким образом, представленная модель, в которой сера выступает как главный легкий элемент ядра, означает возврат к классической точке зрения Вашингтона и Гольдшмидта, а также к более поздним моделям Марти, Холла и Льюиса. Следует подчеркнуть, однако, что физико-химические усло-

¹ Речь идет о $(Mg_{0,89}Fe_{0,011})_2SiO_2$ сосуществующем с металлическим железом.

² Солнечные отношения составляют соответственно для $H_2/H_2O \sim 10$ и для $H_2S/H_2 \sim 8 \cdot 10^{-3}$.

³ Неопубликованные расчеты автора.

⁴ Stewart [1973].

⁵ King, Ahrens [1973].

вия, при которых сера попадает в состав Земли, в представленной модели в корне отличаются от условий, которые рассматривались другими авторами позднее.

Из-за низкого положения точки эвтектики на диаграмме (см. рис. 16-11), присутствие серы оказывает сильное влияние на легкость отделения металлической фазы в ядре, как это описывалось в разделе 16-7. В этой связи многие работы были посвящены влиянию малого давления¹ на температуры эвтектики в этой системе. Следует отметить, что этот эффект аномален и непосредственно связан с довольно низкой плотностью FeS. В результате плотность эвтектичного расплава почти аналогична изохимичной ему смеси Fe и FeS и, согласно уравнению Клапейрона, градиент dP/dT почти равен нулю². Эта ситуация будет сохраняться до тех пор, пока железо и FeS не перейдут в более плотные фазы. Это фазовое превращение происходит в интервале давлений от 100 до 130 кбар как для железа, так и для FeS. Для FeS плотность увеличивается примерно на 12%, но, возможно, что при больших давлениях будут стабильны и еще более плотные полиморфные модификации³. Таким образом, при давлении свыше 100 кбар в процессе плавления в системе Fe—FeS произойдут существенные изменения объема и температура эвтектики будет закономерно увеличиваться с ростом давления.

Описанные выше соотношения означают, что наблюдающиеся низкие температуры эвтектики в системе Fe—FeS, можно ожидать лишь в пределах верхнего слоя мантии толщиной несколько сотен километров. Свойства вещества в этой области должны в значительной мере облегчать отделение ядра, как это обсуждалось в разд. 16-7. Однако в более глубоких частях мантии следует ожидать значительного повышения минимальной температуры плавления под действием высоких давлений, так что погружающиеся «капли» металла (сравни рис. 16-7) будут застывать по мере движения вниз (см. разд. 16-7).

Заключение. Для того, чтобы можно было судить о решающем преимуществе обсуждавшихся выше (разд. 16-7 и 16-9) одно- и двухстадийной моделей, необходимо обладать значительным объе-

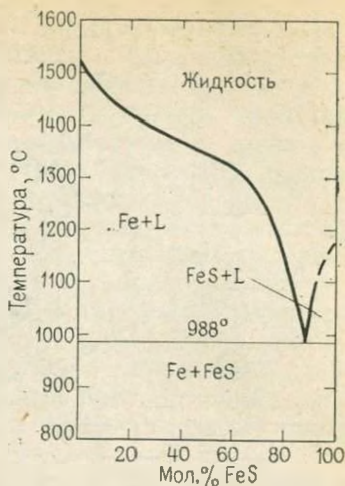


Рис. 16-11. Фазовая диаграмма системы Fe—FeS.

По данным Хансена и Андерко [1958]

¹ Murthy, Hall [1970, 1972]; Brett, Bell [1969].

² Verhoogen [1973].

³ King, Ahrens [1973].

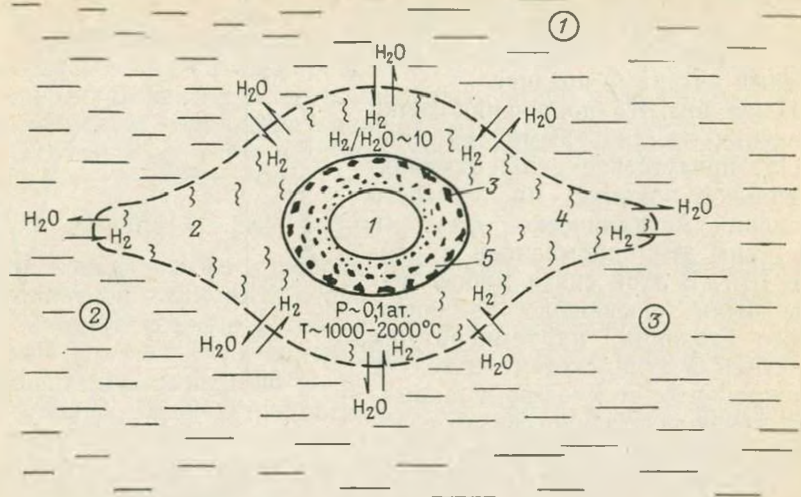


Рис. 16-12. Схема аккреции Земли до стадии образования ядра в соответствии с измодифицированной одностадийной гипотезой

Цифры в кружках: 1 — протопланетное облако, $H_2/H_2O \sim 1000$, $P \sim 10^{-3}$ ат., $T < 0^\circ C$; 2 — мало прозрачная ПАЗ, что обусловлено выпадением на Землю пыли и планетезималей, $T \sim 1000-2000^\circ C$; 3 — ПАЗ связана с Землей за счет турбулентной вязкости и вращается с ней одновременно с периодом обращения около 5 часов. 1 — холодное окисленное ядро; 2 — ПАЗ H_2 , H_2O и др. газы, $\bar{\mu} \sim 3,5$; 4 — турбулентная ПАЗ; 5 — силикатная мантия

мом новых данных о содержаниях сидерофильных элементов в альпинотипных гипербазитах, лерцолитовых ксенолитах и не подвергшихся фракционированию первичных базальтах в связи с величинами отношения $FeO/(FeO+MgO)$ в этих породах. Тем не менее автор находится под впечатлением имеющихся данных о постоянстве величины отношения $FeO/(FeO+MgO)$ в пределах верхней мантии, а также свидетельств о применимости этого положения и к нижней мантии (см. гл. 14). С другой стороны, имеются предположительные аргументы в пользу того, что содержания сидерофильных элементов более изменчивы, по крайней мере, в верхней мантии. Если последнее подтвердится, то это позволит отдать предпочтение «измененному варианту одностадийной гипотезы», которая обсуждается в настоящем разделе.

Тем не менее, гипотеза в измененном виде сталкивается с меньшим количеством трудностей в отношении примитивной атмосферы, а также становится несколько ближе к некоторым моделям гомогенной аккумуляции по сравнению с моделью, обсуждавшейся в разд. 16-7. Принципиальные различия остаются и они состоят в замещении водорода как агента-восстановителя на углерод и кремния на серу в ядре.

Таким образом, модифицированная гипотеза пока еще обладает всеми существенными элементами одностадийной модели.

Это означает, что в соответствии с ней Земля аккумулировалась в одну стадию из примитивных окисленных и содержащих летучие элементы планетезималей в холодном протопланетном облике, что летучие (и сидерофильные) элементы были захвачены холодным нуклеусом на ранних стадиях аккреции, а также, что восстановление железа и испарение летучих элементов происходило в процессе первичной аккреции, источником энергии для которой служила гравитационная энергия, освобождавшаяся при этом. Наконец, в рамках этой модели интенсивное выделение тепла, возникающего за счет отделения ядра, обусловило мощный процесс конвекции и перемешивания летучих и сидерофильных элементов в мантии в условиях отсутствия химического равновесия, что сопровождалось испарением верхнего слоя мантии в примитивную атмосферу, которая отбрасывалась центробежными силами и конденсировалась повторно, с необходимостью образуя конденсационное кольцо — будущую Луну.

Схема аккреции Земли непосредственно перед образованием ядра в соответствии с измененной моделью, обсуждавшейся в этом разделе, представлена на рис. 16-12.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ahrens T. J., and J. D. O'Keefe* (1972). Shock melting and vapourization of lunar rocks and minerals. *The Moon* 4, 214—249.
- Anders E.* (1968). Chemical processes in the early solar system as inferred from meteorites. *Acc. Chem. Res.* 1, 289—298.
- Anders E.* (1971a). Meteorites and the early solar system. *Ann. Rev. Astron. Astrophys.* 9, 1—34.
- Anders E.* (1971b). How well do we know „Cosmic Abundances“? *Geochim. Cosmochim. Acta* 35, 516—522.
- Anderson D. L.* (1973). The composition and origin of the moon. *Earth Planet. Sci. Letters* 18, 301—316.
- Anderson D. L., and T. C. Hanks* (1972). Formation of the Earth's core. *Nature* 237, 387—388.
- Armstrong R. L.* (1968). A model for Sr and Pb isotope evolution in a dynamic earth. *Rev. Geophys.* 6, 175—199.
- Benfield A. E.* (1950). The temperature of an accreting earth. *Trans. Am. Geophys. Union* 31, 53—57.
- Birch F.* (1962). Elasticity and constitution of the earth's interior. *J. Geophys. Res.* 57, 227—286.
- Birch F.* (1963). Some geophysical applications of high pressure research, In: W. Paul and D. Warschauer (eds.), „Solids Under Pressure“, pp. 137—162. McGraw-Hill, New York.
- Birch F.* (1954). Density and composition of mantle and core. *J. Geophys. Res.* 69, 4377—4388.
- Birch F.* (1965a). Speculations on the earth's thermal history. *Bull. Geol. Soc. Am.* 76, 133—154.
- Birch F.* (1965b). Energetics of core formation. *J. Geophys. Res.* 70, 6217—6221.
- Brett R.* (1971). The earth's core: speculations on its chemical equilibrium with the mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta* 35, 203—221.
- Brett R., and P. Bell* (1969). Melting relations in the Fe-rich portion of the system Fe—FeS at 30 Kbar pressure. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 67, 198—199.

Brown H. (1952). Rare gases and the formation of the earth's atmosphere. In: G. P. Kuiper (ed.), "The Atmospheres of the Earth and Planets", 2d ed., pp. 258—266. Univ. Chicago Press, Chicago.

Brown R. D. (1974). Organic matter in interstellar space. In: J. P. Wild (ed.), "In The Beginning", chap. 1, pp. 1—14. Copernicus 500th Birthday Symposium. Austral. Acad. Sci. 133 pp.

Buhl D., and *C. Ponnampertuna* (1971). Interstellar molecules and the origin of life. *Space Life Sciences* 3, 157—164.

Bullen K. E. (1963). "Introduction to the Theory of Seismology", 3d ed. Cambridge Univ. Press, London. 381 pp.

Cameron A. G. W. (1962). The formation of the sun and planets. *Icarus* 1, 13—69.

Cameron A. G. W. (1963). Formation of the solar nebula. *Icarus* 1, 339—342.

Cameron A. G. W. (1969). Physical conditions in the primitive solar nebula. In: P. Millman (ed.), "Meteorite Research", pp. 7—15, Reidel, Dordrecht, Holland.

Cameron A. G. W. (1970). Formation of the earth-moon system. *Trans. Am. Geophys. Union* 51, 628—633.

Cameron A. G. W. (1972). Orbital eccentricity of Mercury and the origin of the moon. *Nature* 240, 299—300.

Cameron A. G. W. (1973a). Accumulation processes in the primitive solar nebula. *Icarus* 18, 407—450.

Cameron A. G. W. (1973b). Formation of the outer planets. *Space Sci. Rev.* 14, 383—391.

Cameron A. G. W. (1973c). The early evolution of the solar system. To appear in: "Evolutionary and Physical Problems of Meteoroids", Proc. Inter. Astron. Un. Symposium No. 13.

Cameron A. G. W., and *M. R. Pine* (1973). Numerical models of the primitive solar nebula. *Icarus* 18, 377—406.

Clark S. P. (1963). The variation of density in the earth and the melting curve in the mantle. In: "The Earth Sciences: Problems and Progress in Current Research". Univ. Chicago Press, Chicago.

Clark S. P., *K. Turekian*, and *L. Grossman* (1972). Model for the early history of the earth. In: E. C. Robertson (ed.), "The Nature of the Solid Earth", pp. 3—18. McGraw-Hill, New York.

Darwin G. H. (1908). "Scientific Papers", vol. 2, p. 318. Cambridge Univ. Press, London.

Dodd R. T. (1971). The petrology of chondrules in the Sharps meteorite. *Contr. Mineral. Petrol.* 31, 201—227.

Dymond J. (1973). Rare gas abundance patterns in deep-sea basalts. (Abstract.) *Trans. Am. Geophys. Union* 54, 485.

Dymond J., and *L. Hogan* (1973). Noble gas abundance patterns in deep-sea basalts-primordial gases from the mantle. *Earth Planet Sci. Letters* 20, 131—139.

Elsasser W. M. (1963). Early history of the earth. In: J. Geiss and E. Goldberg (eds.), "Earth Science and Meteoritics", pp. 1—30. North-Holland, Amsterdam.

Eucken A. (1944). Physikalisch-chemische Betrachtungen über der früeste Entwicklungsgesichte der Erde. *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math-Physik Kl.* 1, 1—25.

Ezer D., and *A. G. W. Cameron* (1963). The early evolution of the sun. *Icarus* 1, 422—441.

Fisher D. E. (1973). Primordial rare gases in the deep earth. *Nature* 244, 344—345.

Flasar F. M., and *F. Birch* (1973). Energetics of core formation: A correction. *J. Geophys. Res.* 78, 6101—6103.

Fredriksson K. (1963). Chondrules and the meteoritic parent bodies. *Trans. N. Y. Acad. Sci.* (ser. 2) 25, 756—769.

Fredriksson K. (1969). The Sharps chondrite—new evidence on the origin of chondrules and chondrites. In: P. M. Millman (ed.), "Meteorite Research", pp. 155—165. Reidel, Dordrecht, Holland.

Fredriksson K., *A. Noonan*, and *J. Nelen* (1973). Meteoritic; lunar and Lonar impact chondrules. *The Moon* 7, 475—482.

Ganapathy R., R. Keays, J. Laul, and E. Anders (1970). Trace elements in Apollo 11 lunar rocks: implications for meteorite influx and origin of moon. In: A. Levinson (ed.), „Proc. Apollo 11 Sci. Conference“, vol. 2, 1117—1142. Pergamon, New York.

Gast P. W. (1960). Limitations on the composition of the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 65, 1287—1297.

Gast P. W. (1972). The chemical composition of the earth, the moon and chondritic meteorites. In: E. C. Robertson (ed.), „The Nature of the Solid Earth“, pp. 19—40. McGraw-Hill, New York.

Goldreich P. (1966). History of the lunar orbit. *Rev. Geophys. Space Phys.* 4, 411—439.

Goldreich P. (1972). Reply to discussion by J. O'Keefe. *Sci. Am.* 227, 6.

Goles G. C. (1967). Trace elements in ultramafic rocks. In: P. J. Wyllie (ed.), „Ultramafic and Related Rocks“, pp. 352—362. Wiley, New York.

Green D. H., and A. E. Ringwood (1967). The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. *Earth Planet. Sci. Letters* 3, 151—160.

Green D. H., and A. E. Ringwood (1973). Significance of a primitive lunar basaltic composition present in Apollo 15 soils and breccias. *Earth Planet. Sci. Letters* 19, 1—8.

Green D. H., A. E. Ringwood, N. G. Ware, W. O. Hibberson, A. Major, and E. Kiss (1971). Experimental petrology and petrogenesis of Apollo 12 basalts. „Proc. Second Lunar Sci. Conference“, vol. 1, 601—615.

Grossman L. (1972a). Condensation in the primitive solar nebula. *Geochim. Cosmochim. Acta* 36, 597—619.

Grossman L. (1972b). Condensation, chondrites and planets. Ph. D. Thesis, Yale University.

Grossman L. (1973). Refractory trace elements in Ca-Al inclusions in the Allende meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1119—1140.

Hall H., and V. R. Murthy (1971). Early chemical history of the earth: some critical elemental fractionations. *Earth planet. Sci. Letters* 11, 239—244.

Hanks T. C., and D. L. Anderson (1969). The early thermal history of the earth. *Phys. Earth Planet. Interiors* 2, 19—29.

Hansen M., and K. Anderko (1958). „Constitution of Binary Alloys“, 2d ed., p. 705. McGraw-Hill, New York.

Harris P. G., and J. A. Rowell (1960). Some geochemical aspects of the Mohorovicic discontinuity. *J. Geophys. Res.* 65, 2443—2459.

Herbig G. H. (1962). The properties and problems of T-Tauri stars and related objects. In: Z. Kopal (ed.), „Advances in Astronomy and Astrophysics“, pp. 47—103. Academic, New York.

Herbig G. H. (1970). Introductory remarks to Symposium: „Evolution Stellaire Avant La Séquence Principale“. *Mem. Soc. Roy. Sci. Liège Ser. 5*, 19, 13—26.

Higgins G., and G. C. Kennedy (1971). The adiabatic gradient and the melting point gradient in the core of the earth. *J. Geophys. Res.* 76, 1870—1878.

Holland H. D. (1963). On the chemical evolution of the terrestrial and Cytherean atmospheres. In: P. Brancazio and A. G. W. Cameron (eds.), „The Origin and Evolution of Atmospheres and Oceans“, pp. 86—101. Wiley, New York.

Hoyle F. (1946). On the condensation of the planets. *Mon. Not. Roy. Astron. Soc.* 106, 406—414.

Hoyle F. (1960). On the origin of the solar nebula. *Quart. J. Roy. Astron. Soc.* 1, 28—55.

Hoyle F., and W. A. Fowler (1964). On the abundances of uranium and thorium in solar system material. In: H. Craig, S. Miller, and G. Wasserburg (eds.), „Isotopic and Cosmic Chemistry“, chap. 30, pp. 516—529. North-Holland, Amsterdam.

Hubbard N. J., and P. Gast (1971). Chemical composition and origin of non-mare lunar basalts. „Proc. Second Lunar Sci. Conference“, vol. 2, 999—1620.

Kaula W. M. (1968). „An Introduction to Planetary Physics“, p. 423. Wiley, New York.

- Kaula W. M.* (1971). Dynamical aspects of lunar origin. *Rev. Geophys.* 9, 217—238.
- Kennedy G. C.*, and *G. H. Higgins* (1973). Temperature gradients at the core-mantle interface. *The Moon* 7, 14—21.
- Kimura K.*, *R. Lewis*, and *E. Anders* (1973). Siderophile elements on the earth, moon and the eucrite parent body. (Abstract.) *Ann. Meeting Meteoritical Society*, Davos.
- King D. A.*, and *T. J. Ahrens* (1973). Shock compression of iron sulphide and possible sulphur content of the earth's core. *Trans. Am. Geophys. Union* 54, 476.
- King E. A.*, *M. Carman*, and *J. Butler* (1972). Chondrules in Apollo 14 samples: Implications for the origin of chondritic meteorites. *Science* 175, 59—60.
- Kuhi K. V.* (1966). Mass loss from T-Tauri stars. *Astrophys. J.* 140, 1409—1433.
- Kuiper G. P.* (1952). In: *G. P. Kuiper* (ed.), „The Atmospheres of the Earth and Planets“, 2d ed. pp. 306—405. Univ. Chicago Press, Chicago.
- Kuiper G. P.* (1956). The origin of the satellites and the Trojans. In: *A. Beer* (ed.), „*Vistas in Astronomy*“, vol. 2, pp. 1631—1666. Pergamon, New York.
- Kuiper G. P.* (1957). Origin, age and possible ultimate fate of the earth. In: *D. R. Bates* (ed.), „*The Planet Earth*“, pp. 12—30. Pergamon, New York.
- Kullerød G.*, and *H. S. Yoder* (1959). Pyrite stability relations in the Fe-S system. *Econ. Geol.* 54, 533—573.
- Kurat G.* (1970). Zur Genese der Ca-Al reichen Einschlüsse im Chondriten von Lance. *Earth Planet. Sci. Letters* 9, 225—231.
- Kurat G.*, *K. Keil*, *M. Prinz*, and *C. Nehru* (1972). Chondrules of lunar origin. „*Proc. Third Lunar Sci. Conference*“, vol. 1, 707—721.
- Larimer J. W.* (1967). Chemical fractionations in meteorites—I. Condensation of the elements. *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, 1215—1238.
- Larimer J. W.*, and *E. Anders* (1967). Chemical fractionations in meteorites—II. Abundance patterns and their interpretation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, 1239—1270.
- Larimer J. W.*, and *E. Anders* (1970). Chemical fractionations in meteorites—III. Major element fractionations in chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 34, 367—387.
- Latimer W. M.* (1950). Astrochemical problems in the formation of the earth. *Science* 112, 101—104.
- Levin B. J.* (1972). Origin of the earth. *Tectonophysics* 13, 7—29.
- Lewis J. S.* (1971). Consequences of the presence of sulphur in the core of the earth. *Earth Planet. Sci. Letters* 11, 130—134.
- Lewis J. S.* (1972). Metal/silicate fractionation in the solar system. *Earth Planet. Sci. Letters* 15, 286—290.
- Lord H. C.* (1965). Molecular equilibria and condensation in a solar nebula and cool stellar atmospheres. *Icarus* 4, 279—288.
- Lubimova E. A.* (1958). Thermal history of the earth. *Geophys. J.* 1, 115—134.
- McDonald G. J. F.* (1959). Calculations on the thermal history of the earth. *J. Geophys. Res.* 65, 1967—2000.
- McCrosky R. E.* (1971). Are meteors a tool for studying the asteroids or vice versa? In: *T. Gehrels* (ed.), „*Physical Studies of Minor Planets*“, pp. 395—397. NASA SP-267, Washington, D. C.
- Millman P. M.* (1972). Cometary meteoroids. In: *A. Elvius* (ed.), „*From Plasma of Planet*“, pp. 157—168. Interscience, a division of Wiley, New York.
- Mizutani H.*, *T. Matsui*, and *H. Takeuchi* (1972). Accretion process of the moon. *The Moon* 4, 476—489.
- Mueller R. F.* (1964). Phase equilibria and the crystallization of chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 28, 189—207.
- Munk W. H.*, and *D. Davies* (1964). The relationship between core accretion and the rotation rate of the earth. In: *H. Craig*, *S. Miller*, and *G. Wasserburg* (eds.), „*Isotopic and Cosmic Chemistry*“, chap. 22, pp. 341—346. North-Holland, Amsterdam.
- Murthy R. V.*, and *H. Hall* (1970). The chemical composition of the earth's core: Possibility of sulphur in the core. *Phys. Earth Planet. Interiors* 2, 276—282.

- Murthy R. V., and H. Hall (1972). The origin and composition of the earth's core. *Phys. Earth Planet. Interiors* 6, 125—130.
- O'Keefe J. A. (1972). Discussion. *Sci. Am.* 207, 6.
- O'Keefe J. A. (1972b). The inclination of the Moon's orbit: The early history. *Irish Astron. J.* 10, 241—250.
- Opik E. J. (1955). The origin of the moon. *Irish Astron. J.* 3, 245—248.
- Opik E. J. (1961). Tidal deformations and the origin of the moon. *Astron. J.* 66, 60—67.
- Opik E. J. (1963a). Dissipation of the solar nebula. In: R. Jastrow and A. G. W. Cameron (eds.), „Origin of the Solar System“, pp. 73—75. Academic, New York.
- Opik E. J. (1963b). Selective escape of gases. *Geophys. J.* 7, 490—509.
- Opik E. J. (1969). The moon's surface. *Ann. Rev. Astron. Astrophys.* 7, 473—526.
- Opik E. J. (1973). Comets and the formation of planets. *Astrophys. Space Science* 21, 307—398.
- Oversby V. M., and A. E. Ringwood (1971). Time of formation of the earth's core. *Nature* 234, 463—465.
- Oversby V. M., and A. E. Ringwood (1972). Potassium distribution between metal and silicate and its bearing on the occurrence of potassium in the earth's core. *Earth Planet. Sci. Letters* 14, 345—347.
- Oversby V. M., and A. E. Ringwood (1973). Reply to comments by K. Goettel and J. S. Lewis. *Earth Planet. Sci. Letters* 18, 151—152.
- Prentice A. J. R. (1974). The formation of planetary systems. In: J. P. Wild (ed.), „In the Beginning“, chap. 2, pp. 15—47. Copernicus 500th Birthday Symposium. *Austral. Acad. Sci.* 133 pp.
- Ringwood A. E. (1959). On the chemical evolution and densities of the planets. *Geochim. Cosmochim. Acta* 15, 257—283.
- Ringwood A. E. (1960). Some aspects of the thermal evolution of the earth. *Geochim. Cosmochim. Acta* 20, 241—259.
- Ringwood A. E. (1961a). Chemical and genetic relationships among meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 24, 159—197.
- Ringwood A. E. (1961b). Silicon in the metal phase of enstatite chondrites and some geochemical implications. *Geochim. Cosmochim. Acta* 25, 1—13.
- Ringwood A. E. (1962). Present status of the chondritic earth model. In: C. B. Moore (ed.), „Researches on Meteorites“, pp. 198—216. Wiley, New York.
- Ringwood A. E. (1966a). The chemical composition and origin of the earth. In: P. M. Hurley (ed.), „Advances in Earth Science“, pp. 287—356. M. I. T. Press, Cambridge, Mass.
- Ringwood A. E. (1966b). Chemical evolution of the terrestrial planets. *Geochim. Cosmochim. Acta* 30, 41—104.
- Ringwood A. E. (1966c). Genesis of chondritic meteorites. *Rev. Geophys.* 4, 113—175.
- Ringwood A. E. (1970a). Origin of the moon: The precipitation hypothesis. *Earth Planet. Sci. Letters* 8, 131—140.
- Ringwood A. E. (1970). Petrogenesis of Apollo 11 basalts and implications for lunar origin. *J. Geophys. Res.* 75, 6453—6479.
- Ringwood A. E. (1971). Core-mantle equilibrium: Comments on a paper by R. Brett. *Geochim. Cosmochim. Acta* 35, 223—230.
- Ringwood A. E. (1972). Some comparative aspects of lunar origin. *Phys. Earth Planet. Interiors* 6, 366—376.
- Ringwood A. E. (1974). The early chemical evolution of planets. In: J. P. Wild (ed.), „In the Beginning“, chap. 3, pp. 48—85. Copernicus 500th Birthday Symposium *Austral. Acad. Sci.* 133 pp.
- Ringwood A. E., and S. P. Clark (1971). Internal constitution of Mars. *Nature* 234, 89—92.
- Ringwood A. E., and E. Essene (1970). Petrogenesis of lunar basalts, internal constitution and origin of the moon. In: A. Levinson (ed.), „Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conference“, vol. 1, 769—799. Pergamon, New York.
- Ringwood A. E., and D. H. Green (1975). Petrogenesis of maria basalts. (In preparation.)

Rubey W. A. (1951). Geologic history of sea water. Bull. Geol. Soc. Am. 62, 111—1147.

Runcorn S. K. (1962). Palaeomagnetic evidence for continental drift and its geophysical cause. In: S. K. Runcorn (ed.), „Continental Drift“, pp. 1—39. Academic, New York.

Runcorn S. K. (1965). Changes in the convection pattern in the earth's mantle and continental drift: Evidence for a cold origin of the earth. Phil. Trans. Roy. Soc. London A258, 228—251.

Safronov V. S. (1959). On the primeval temperature of the earth. Bull. Acad. Sci. USSR, Geophys. Ser. No. 1, 139—143.

Safronov V. S. (1972). „Evolution of the Proto-planetary Cloud and Formation of the Earth and Planets“, pp. 1—206. (English Transl.) IPST, Jerusalem.

Sagan C. (1967). Origins of the atmospheres of earth and planets. „International Dictionary of Geophysics“, vol. 1, pp. 97—104. Pergamon, New York.

Schatzman E. (1967). Cosmogony of the solar system and origin of the deuterium. Ann. Astrophysique 30, 963—973.

Schmidt O. Y. (1950). „Four Lectures on the Origin of the Earth“, 2d ed., pp. 65—66. (In Russian.)

Schmidt O. Y. (1958). „A Theory of the Origin of the Earth: Four Lectures“. Foreign Languages Publishing House, Moscow, 58—59; Lawrence and Wishart, London (1959).

Shoemaker E. (1972). Cratering history and early evolution of the moon. In: C. Watkins (ed.), „Lunar Science III“, Pp. 696—698. Lunar Science Institute, Houston.

Singer F. (1971). Discussion of paper by A. E. Ringwood. J. Geophys. Res. 76, 8071—8074.

Stewart R. M. (1973). Composition and temperature of the outer core. J. Geophys. Res. 78, 2586—2597.

Studier M. H., R. Hayatsu, and E. Anders (1968). Origin of organic matter in early solar system, I. Hydrocarbons. Geochim. Cosmochim. Acta 32, 151—173.

Suess H. E. (1949). Die Häufigkeit der Edelgas auf der Erde und im Kosmos. J. Geol. 57, 600—607.

Ter Haar D., and H. Wergeland (1948). On the temperature of the earth's crust. Kgl. Norske Vidensk. Selsk. Forh. 20, 52.

Toksöz N., S. Solomon, J. Minear, and D. Johnson (1972). Thermal evolution of the moon. The Moon 4, 190—213.

Tozer D. C. (1965). Thermal history of the earth. Geophys. J. 9, 95—112.

Turekian K., and S. P. Clark (1969). Inhomogeneous accumulation of the earth from the primitive solar nebula. Earth Planet. Sci. Letters 6, 346—348.

Uffen R. J. (1952). A method of estimating the melting point gradient in the earth's mantle. Trans. Am. Geophys. Union 33, 893—896.

Urey H. C. (1952). „The Planets“. Yale Univ. Press, New Haven, Conn. 245 pp.

Urey H. C. (1953). Discussion. In: „Nuclear Processes in Geologic Settings“, p. 49, National Research Council (U. S. A.) Publ. 400. Washington, D. C.

Urey H. C. (1954). On the dissipation of gas and volatilized elements from protoplanets. Astrophys. J. Suppl. 1, 147—173.

Urey H. C. (1956). Diamonds, meteorites and the origin of the solar system. Astrophys. J. 124, 623—637.

Urey H. C. (1957). Boundary conditions for the origin of the solar system. In: L. Ahrens, F. Press, K. Rankama, and S. K. Runcorn (eds.), „Physics and Chemistry of the Earth“, vol. 2, pp. 46—76. Pergamon, London.

Urey H. C. (1958). The early history of the solar system as indicated by the meteorites. Proc. Chem. Soc. 67—78.

Urey H. C. (1960). On the chemical evolution and densities of the planets. Geochim. Cosmochim. Acta 18, 151—153.

Urey H. C. (1962). Evidence regarding the origin of the earth. Geochim. Cosmochim. Acta 26, 1—13.

Urey H. C. (1963). The origin and evolution of the solar system. In: D. Le Galley (ed.), „Space Science“, pp. 123—168, Wiley, New York.

Urey H. C., and H. Craig (1953). The composition of the stone meteorites and the origin of meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 4, 36—82.

Verhoogen J. (1956). Temperatures within the earth. In: L. Ahrens, K. Runkama, and S. Runcorn (eds.), „Physics and Chemistry of the Earth“, vol. 1, pp. 17—43. Pergamon, London.

Verhoogen J. (1973). Thermal regime of the earth's core. *Phys. Earth Planet. Interiors* 7, 47—58.

Vinogradov A. P. (1961). The origin of the material of the earth's crust. Communication 1. *Geochemistry USSR (English Trans.)*, 1—32.

Wilk H. B. (1956). The chemical composition of some stony meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 9, 279—289.

Wlotzka F. (1969). On the formation of chondrules and metal particles by „shock melting“. In: P. M. Millman (ed.), „Meteorite Research“, pp. 174—184. Reidel, Dordrecht, Holland.

Wood J. A. (1962). Chondrites and the origin of the terrestrial planets. *Nature* 194, 127—130.

Wood J. A. (1963). On the origin of chondrules and chondrites. *Icarus* 2, 152—180.

Wood J. A. (1970). Petrology of the lunar soil and geophysical implications. *J. Geophys. Res.* 75, 6497—6513.

Wood J. A. (1972). Thermal history and early magmatism in the moon. *Icarus* 16, 229—240.

Предисловие	5
Введение	8
0-1. Некоторые перспективы	8
0-2. Детали внутреннего строения Земли	11
Список литературы	14
Часть первая	
Кора и верхняя мантия	
Глава 1. Поля устойчивости минералов в некоторых основных породах коры	
1-1. Введение	16
1-2. Экспериментальное изучение перехода габбро—эклогит	17
1-3. Приложение к петрологии	24
1-4. Изменения физических свойств при эклогитовом переходе	31
1-5. Поля устойчивости в породах кислого — среднего состава	33
Список литературы	35
Глава 2. Состав коры	
2-1. Кора стабильных континентальных регионов	37
2-2. Кора континентальных орогенических регионов	48
2-3. Океаническая кора	51
2-4. Природа раздела Мохоровичича	60
Список литературы	65
Глава 3. Состав верхней мантии	
3-1. Введение	71
3-2. Физические критерии диагностики	72
3-3. Значение альпийских перидотитов и офиолитовых комплексов	82
3-4. Ксенолиты мантийного происхождения	98
Список литературы	112
Глава 4. Происхождение базальтовых магм	
4-1. Введение	119
4-2. Кристаллизационные равновесия в толеитах и щелочных оливиновых базальтах при высоких давлениях и температурах	125
4-3. Экспериментальные данные, основанные на соотношениях щелочных оливиновых базальтов, базанитов и нефелинитов	134
4-4. Прямые доказательства роли фракционной кристаллизации глиноземистого пироксена при высоких давлениях в петрогенезе щелочных базальтов	137
4-5. Образование базальтовых магм за счет частичного плавления в мантии	139
4-6. Частичное плавление и фракционная кристаллизация в петрогенезе базальта	154
4-7. Петрогенетические гипотезы О'Хары	164
Список литературы	169
Глава 5. Пиролитовая модель	
5-1. Введение	172
5-2. Состав пиролитов	176
5-3. Пиролитовая мантия и хондритовая модель Земли	185
5-4. Океанические толеиты и пиролитовая модель	191
5-5. Термальная история Земли	194
Список литературы	196
Глава 6. Строение верхней мантии	
6-1. Сейсмическое строение	199
6-2. Петрологическая зональность	203
6-3. Слой низких скоростей	214
Список литературы	221

Глава 7. Орогенная ассоциация магматических горных пород	224
7-1. Введение	224
7-2. Минералогия и химия орогенных вулканических серий	225
7-3. Пространственно-временные взаимосвязи	232
7-4. Режим кристаллизации при атмосферном давлении	235
7-5. Ранние теории происхождения орогенных эффузивных серий	237
7-6. Образование орогенных эффузивных серий вследствие частичного плавления мантии в условиях высокого давления воды	240
7-7. Роль воды в образовании орогенных магм — амфиболовое фракционирование	246
7-8. Роль эклогитового фракционирования	257
7-9. Интрузивные орогенные серии	265
Список литературы	268
Глава 8. Петрологическая эволюция коры и верхней мантии	273
8-1. Введение	273
8-2. Некоторые геофизические особенности зон субдукции	276
8-3. Петрогенез магм в условиях островных дуг	281
8-4. Эволюция коры	287
8-5. Дифференциация верхней мантии	294
8-6. Происхождение границы Мохоровичича	299
8-7. Тектоника плит и нижняя мантия	300
Список литературы	309
Часть вторая	
Нижняя мантия	
Глава 9. Некоторые выводы из геофизических данных	314
9-1. Введение	314
9-2. Распределение плотности и неоднородность нижней мантии	316
9-3. Упругость	319
9-4. Эмпирические взаимосвязности скорости и плотности	325
9-5. Электрическая проводимость мантии	335
Список литературы	336
Глава 10. Экспериментальные методы исследования фазовых превращений мантии	339
10-1. Введение	339
10-2. Косвенные методы	340
10-3. Обобщение результатов косвенных методов, 1952—1965 гг.	350
10-4. Прямые методы изучения фазовых переходов в мантии	352
Список литературы	368
Глава 11. Переходы высокого давления в соединениях типа A_2BO_4	371
11-1. Фазовые переходы оливин—шпинель— β -фаза	373
11-2. Система $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$	380
11-3. Оливиновые переходы в мантии	384
11-4. Переход шпинели и β -фазы в структуру плюмбата стронция	387
11-5. Распад шпинелей состава $A_2^{2+}B_2^{4+}O_4$ при высоком давлении	389
11-6. Переходы в шпинелях $A^{2+}B_2^{3+}O_4$	393
11-7. Дальнейшие переходы в оливинах	396
11-8. Возможные переходы оливина состава Mg_2SiO_4 в структуры с большей плотностью, чем для изохимических смесей окислов $MgO+SiO_2$	397
11-9. Плотностные взаимосвязи среди структур типа A_2BO_4	399
Список литературы	403
Глава 12. Переходы высокого давления в соединениях типа ABO_3	407
12-1. Распад пироксенов на структуры шпинель+рутил	408
12-2. Пироксен-ильменитовый переход	409
12-3. Пироксен-гранатовый переход	412
12-4. Гранат-ильменитовый переход	421
12-5. Переходы гранатов и ильменитов в структуры типа перовскита	426
12-6. Относительные объемы структур типа ABO_3	431
12-7. Значение пироксен-ильменитовых прорастаний в кимберлитовых ксенолитах	433
Список литературы	437

Глава 13. Различные переходы	439
13-1. Переходы в щелочных алюмосиликатах и алюмогерманатах	439
13-2. Гидратные магнезиальные силикаты высокого давления	444
13-3. Переходы в Al, Sc, In, Zr и Hf-силикатах	446
13-4. Переходы в некоторых простых окислах	449
Список литературы	454
Глава 14. Строение нижней мантии	457
14-1. Химический состав	457
14-2. Распределение скоростей сейсмических волн	459
14-3. Минералогия пиrolитовой мантии как функция глубины	463
14-4. Величина изменений скорости сейсмических волн, обусловленных фазовыми переходами в мантии	472
14-5. Плотность нижней мантии	475
14-6. Упругие свойства нижней мантии	479
14-7. Заключение	487
Список литературы	488
Глава 15. Фазовые превращения и динамика мантии	491
15-1. Введение	491
15-2. Конвекционные токи и теория пассивной плиты	493
15-3. Тепловая структура литосферных плит	499
15-4. Теория активных плит	503
15-5. Фазовые превращения и глубокофокусные землетрясения	507
15-6. Другие эффекты, связанные с фазовыми переходами	512
Список литературы	517
Глава 16. Состав мантии и происхождение Земли	520
16-1. Введение	520
16-2. Космохимические аспекты пиrolитового состава мантии	522
16-3. Гипотезы гомогенной аккреции	525
16-4. Модифицированные гипотезы гомогенной аккреции	529
16-5. Гипотезы гетерогенной аккумуляции	532
16-6. Аккреция планет в холодном протопланетном облаке	539
16-7. Гипотезы одностадийного образования Земли	545
16-8. Происхождение Луны	562
16-9. Модифицированная гипотеза одностадийной аккреции	568
Список литературы	575

А. Е. Рингвуд

СОСТАВ И ПЕТРОЛОГИЯ МАНТИИ ЗЕМЛИ

Редакторы издательства Л. В. Власова, М. Д. Мирзоева, Е. К. Семилеткова
 Переплет художника И. М. Пучкова
 Художественный редактор Е. Л. Юрковская
 Технический редактор В. В. Соколова
 Корректоры Т. С. Суворова, Р. Я. Ускова

ИБ № 3469

Сдано в набор 27.10.80. Подписано в печать 28.05.81. Формат 60×90^{1/16}.
 Бумага книжно-журн. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 36,5.
 Усл. кр.-отт. 36,5. Уч.-изд. 42,85. Тираж 2200 экз. Заказ 697/7973—1. Цена 6 р. 70 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К—12, Третьяковский проезд, 1/9
 Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕН

3625

6p-702